

Tisztelt Kollégák !.....	173
--------------------------	-----

MGE

OTKA poszterek bemutatója az ELGI-ben — Búcsúbeszéd dr. Tóth Géza sírjánál — A Szeniorok Bizottságának hírei	176
--	-----

SZAKCIKKEK

Mágneses refrakció: az indukált és termoremanens mágnesezettség anizotrópiája a mágneses ásványszemcsék alak-anizotrópiája és kölcsönhatása miatt <i>Márton Péter, Kis Károly</i>	180
A MAGSAT mesterséges hold mágneses méréseinek feldolgozása III., az ekvivalens mágneses réteg eloszlása az európai régióban <i>Wittmann Géza, Kis Károly</i>	192
DK-Magyarország gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése <i>Kovácsvölgyi Sándor</i>	198
Földrengések és geotermika a Magyar medencében. 2. rész: A rengések mélységeloszlásának termikus szabályozottsága <i>Bodri Bertalan</i>	203
Laterálisan gyengén inhomogén közegben terjedő P-SV hullámok diszperziós relációja és elmozdulásfüggvényei <i>Fancsik Tamás</i>	215
LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer <i>Andrássy László, Mara József, Lupkovics Gábor, Molnár Géza, Vihar Levente</i>	222

CIKKEK

Mese a geokémiáról — <i>Györfi Ildikó</i>	232
A magyar bauxitgeofizika története — <i>Szabadváry László, Nyerges Lajos</i>	238

HÍREK, BESZÁMOLÓK

Tanfolyam — Az MTA X. Osztálya Geofizikai Tudományos Bizottságának ülése — Az SEG 65. konferenciája és kiállítása	246
---	-----

36. évfolyam 3. szám



1995

CONTENTS

Foreword of the Editors.....	173
MGE (Association of Hungarian Geophysicists)	
News.....	176
Geophysical Papers	
Magnetic refraction of induced and thermoremanent magnetizations due to grain anisotropy in magnetite bearing samples. A model experiment <i>P. Márton, K. Kis</i>	180
Interpretation of the magnetic measurements of the MAGSAT, part III, estimation of the dipole moment of equivalent layer in the European region <i>G. Wittmann, K. Kis</i>	192
Interpretation of gravity and magnetic anomalies in SE Hungary <i>S. Kovácsvölgyi</i>	198
Earthquakes and geothermics in the Hungarian basin. Part 2: On thermal control of the depth distribution of seismicity <i>B. Bodri</i>	203
Dispersions and delay functions of P-SV waves propagating in laterally weakly inhomogeneous media <i>T. Fancsik</i>	215
The portable Laser Induced Plasma Spectrometer LIPS2 <i>L. Andrassy, J. Mara, G. Lupkovics, G. Molnár, L. Vihar</i>	222
Papers	
Fairy-tale about the geochemistry — <i>I. Györfi</i>	232
Historical review of the Hungarian bauxite geophysics — <i>L. Szabadváry, L. Nyerges</i>	238
News and Reports.....	246

A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességéért, illetve közölhetőségéért a felelősséget kizárólag a szerzők viselik.

MAGYAR GEOFIZIKA

Kiadja: Eötvös Loránd Geofizikai Intézet
1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Telefon: 252-4999

Felelős kiadó: dr. Bodoky Tamás igazgató
Lombos Nyomda Kft., Budapest — Felelős vezető: Juhász Péter



Előfizethető a Magyar Geofizikusok Egyesületénél 1371 Budapest, Pf. 433., Telefon: 201-9815
Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében. Megjelenik évente négyszer.



STANFORD UNIVERSITY
and the
UNITED STATES
GEOLOGICAL SURVEY



First circular:

7th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents

September 16th-20th, 1996
Asilomar, California
(on the Pacific Ocean at Monterey Bay, 100 miles south of San Francisco)

The 7th International Symposium is the IASPEI- and CCSS-sponsored meeting following in sequence Cornell/1984, Cambridge/1986, Canberra/1990, Banff/1992 and Budapest/1994. We encourage you to attend this premier biennial meeting on deep profiling and deep structure of the continents.

Scientific Program:

- We invite submission of scientific and technical papers, on the interpretation, processing, modelling, inversion or acquisition of near-vertical seismic reflection data, that focus principally on the fine structure, composition or tectonics of the continental crust and lithospheric mantle.
- We invite submission of papers on wide-angle reflection/refraction data, or earthquake data, both local and teleseismic, if used to provide constraints on lithospheric structure, composition or tectonics at length scales comparable with near-vertical reflection data, or if combined with reflection data.
- Significant time will be allotted to poster sessions, and authors of oral presentations will be encouraged to prepare a companion poster display, especially if their paper includes presentation of reflection data.
- We will not accept for oral presentation papers which only address sedimentary basin fill, though papers on deep structure of basins are welcome; or only oceanic crust, though papers on continental margins are encouraged; or only structure below the lithosphere-aesthenosphere boundary, unless a clear relation is shown to studies of the continental lithosphere. Such papers may be accepted for poster display.
- We do not plan simultaneous sessions.
- A Second Circular will be mailed early in 1996, with final costs and details.
- The abstract deadline will be June 1, 1996; and registration deadline will be July 1, 1996.
- Because accommodation is limited to 250 scientists, early registration will be encouraged.
- A symposium volume will be published with scientific papers arising from the meeting.
- The deadline for receipt of papers by the conference organizers will be December 31, 1996.

Organising Committee:

Chairmen:
Simon Klemperer,
Mitchell Building,
Department of Geophysics,
Stanford University,
Stanford, CA 94305-2215, USA
(+1) 415 723 8214 / 725 7344
klemp@pangea.stanford.edu
Jill McCarthy,
Branch of Pacific Marine Geology, USGS

Walter Mooney,
Branch of Seismology,
U.S. Geological Survey MS 977,
345 Middlefield Road,
Menlo Park, CA 94025-3591, USA
(+1) 415 329 4764 / 329 5163
mooney@andreas.wr.usgs.gov
George Thompson,
Department of Geophysics, Stanford

tel. / fax :
e-mail:
Members:

Sponsorship:

The Symposium is currently sponsored by IASPEI, USGS and Stanford University. Additional prospective sponsors are being contacted.

Location and Travel: Asilomar Conference Center

Asilomar is situated on 105 acres of forest and dune, on the tip of the Monterey Peninsula overlooking the Pacific Ocean (the Salinian block, a granitic displaced terrane west of the San Andreas fault). Asilomar is secluded in an outstandingly beautiful natural setting with all accommodation, dining and conference facilities within a 5 minute walk of the Pacific Ocean. Rain is not expected in September; days are hot and sunny, though possibly windy on the beach; evenings are cool; the sea is cold.

The conference room will have 256 seats, and attendance will be limited to this number. We will have four connecting meeting and exhibition rooms for coffee breaks and poster sessions.

Recommended international airports for Asilomar are San Francisco or San Jose. Door-to-door shuttle service and car rental are available at both airports. Monterey airport (10 minutes to Asilomar) has connecting service from San Francisco and Los Angeles airports.

Costs:

Room rates are approximately \$60 to \$80 per person if occupied as a double; \$80 to \$130 if occupied as a single. All prices include three full meals each day and daily maid service. All rooms have private bathrooms. Lower prices are available for 3 or 4 to a room, or for accompanying guests under 18.

The conference registration fee will be set at \$200 to \$300, including all conference activities, depending on the level of sponsorship obtained.

We hope to raise sufficient sponsoring funds to subsidize registration for students, and for scientists from the former Soviet Union or third-world countries.

Proposed schedule:

Sunday 15th Sept. 1996 check-in after 3pm; put up posters; evening icebreaker party.
Monday 16th Sept. a.m. oral session; p.m. oral session; evening poster session.
Tuesday 17th Sept. a.m. oral session; p.m. oral session; evening poster session.
Wednesday 18th Sept. a.m. oral session; afternoon/evening sightseeing/field trip.
Thursday 19th Sept. a.m. oral session; p.m. oral session; evening closing banquet.
Friday 20th Sept. a.m. oral session; check-out by noon.

Other possibilities for accompanying guests:

The Monterey Peninsula is one of the finest vacation areas in California. We have: Point Lobos Marine Sanctuary (sea lions, seals, sea otters, pelicans in natural habitat); Monterey Bay Aquarium, the premier aquarium in the USA; Monterey Cannery Row district; Carmel historic and artistic community and 18th century mission; Pebble Beach 17-mile drive and golf courses; Salinas valley wineries; Pinnacles National Monument; Elkhorn Slough nature reserve; Big Sur coastline and wilderness area; Monterey Bay sailing, kayaking and fishing; Henry Miller, John Steinbeck and Robinson Jeffers houses/memorials/libraries; and of course San Francisco just three hours drive away. Lodgings before and after the conference can easily be arranged at Asilomar or in the close vicinity; staying in California overnight on Saturday night before or after the symposium may substantially reduce your airfare.

It's going to be exciting. Do come.

A lapot

Magyarország legnagyobb médiafigyelője a



» OBSERVER «

MAHIR OBSERVER MÉDIAFIGYELŐ KFT.

1091 Budapest, IX. Üllői út 51.

Tel.: 215-4713, 215-3421, 215-9932, Fax: 216-0688, 215-9934



rendszeresen szemlézi

HU ISSN 0025—0120

Főszerkesztő: dr. Bodoky Tamás

Szerkesztő: Tóth Lajos

Szerkesztőbizottság: dr. Ádám Oszkár, dr. Ferenczy László, Kakas Kristóf, dr. Kis Károly, Verő László,
Zelei András

Szerkesztőség címe: Budapest, II., Fő u. 68. (1371 Budapest, Pf. 433)

Telefon: 201-9815

Tisztelt Kollégák !

AZ MGE SZAKÉRTŐI ENGEDÉLYEK KIADÁSÁNAK ÜGYRENDJE

A szakértői tevékenység egyes kérdéseit általánosságban az alábbi rendeletek szabályozzák: Az alapfeltételekben változatlan tartalmú 24/1971. (VI. 8.) Korm. számú, illetve annak 2. § (3) bekezdését módosító 47/1993. (III. 17.) Korm. számú rendelet, valamint ezek tárca szintű végrehajtási rendeletei.

A szakértő tevékenységével szembeni elvárás

Vizsgálatának a megbízás figyelembevételével az ügy minden lényeges körülményére ki kell terjednie; a tudomány mindenkori állásának figyelembevételével szóba jöhető vizsgálati eljárásokat és módszereket alkalmaznia kell, azok alapján körültekintően és részrehajlás nélkül kell megadnia szakvéleményét. Köteles felhívni a megbízó figyelmét minden olyan körülményre, amely az általa ismert adatok alapján a szakvélemény felhasználását befolyásolhatja.

Minden egyéb vonatkozásban a szakértő működésére és felelősségére a polgári jog és a büntetőjog rendelkezései, valamint az etikai normák az irányadók.

A szakértői minősítés feltételei

1. Szakértői engedélyt az a felsőfokú végzettségű (ezalatt egyetemi, illetve főiskolai végzettség értendő) kérelmező kaphat, aki:
 - 1.1. az Egyesületnek legalább 1 éve tagja,
 - 1.2. a kérelmezett szakterületre vonatkozó felsőfokú végzettséggel rendelkezik,
 - 1.3. legalább 5 éves szakirányú szakmai gyakorlata van és a kérelmet megelőző 5 év alatt is szakterületén tevékenykedett,
 - 1.4. szakterülete szerint illetékes szakosztály, vagy területi szervezet támogatja szakértői kérelmét.
2. Szakértői engedély kiadásának feltétele:
 - 2.1. a szakértői felvételt kérő adatlap hiánytalan kitöltése,
 - 2.2. a szakmailag illetékes szakosztály, vagy területi szervezet támogatásának megszerzése a jelölt részéről,
 - 2.3. részletes szakmai önéletrajz elkészítése és becsatolása,
 - 2.4. a kérelmező írásos nyilatkozata az MGE Etikai Kódex betartásáról,
 - 2.5. a szakértői nyilvántartásba vételi díj befizetése,
 - 2.6. a szakértői módszertani képzésben való részvétel,

2.7. az MGE Szakértői Minősítő Bizottság kedvező döntése.

Szakértői engedéllyel kapcsolatos díjak

1. Az ügyrend mellékletét képező nomenklátúra szerinti egy szakterületre érvényes szakértői engedély kiadásával kapcsolatos egyesületi eljárási díj 3000.- Ft és igényelt további szakértői szakterületenként 1000.- Ft. Az eljárási díj 5 éves időtartamra szól és magában foglalja egy alkalommal az egységes szakértői szemléletet és módszertant ajánló tanfolyam díját.
2. A lejárt szakértői engedély kérelemre megújítható. A megújítás díja megegyezik az új engedély kiadásának díjával.

Eljárás a szakértői engedély megadásához

1. Jelölt a 2. pontban részletezett mellékletekkel ellátott kérelmét az MGE Titkárságára nyújtja be (1027 Budapest, Fő u. 68., I. em. 113.). A szakértői jelentkezési lapokat személyesen vagy postai úton ugyanitt szerezheti be.
2. Titkárság vezetője formai ellenőrzés után:
 - összegyűjti és továbbítja a Minősítő Bizottságnak a kérelmeket,
 - az adatok hiányos kitöltése vagy a szükséges mellékletek becsatolásának hiánya esetén a kérelmet hiánypótlásra a jelöltnek visszaadja.
3. Minősítő Bizottság öt tagú, elnöke az Egyesület elnöke, tagja az Egyesület titkára és az Elnökség által felkért három egyesületi szakértő.
4. Minősítő Bizottság évente legalább négy alkalommal ülésezik.
5. Minősítő Bizottság döntése után a Titkárság értesíti a jelöltet a döntésről.
6. Szakértői engedélyt a Titkárság tölti ki és készíti elő aláírásra. A kiállítás időpontja mellett az érvényesség idejét is fel kell tüntetni. Aláírásra az Egyesület elnöke jogosult.
7. Szakértői nyilvántartás vezetése, karbantartása és kezelése a Titkárság feladata, a bizalmas adatkezelés szabályának betartásával. Indokolt esetben az Egyesületnek joga van a szakértő nevét és címét a szakértő megkérdezése nélkül is kiejánelani. A bizalmas adatkezelés a nyilvántartás többi adatára vonatkozik.

Szakértői Névjegyzékbe Való Felvételi / Meghosszabbítási Kérelem

Kérem felvételemet az Egyesület Szakértői Névjegyzékébe az alábbi szakterület(ek)re:

.....

Név:

Anyja neve:

Szül. hely:

Személyi igazolvány szám:

Lakcím, telefonszám:

Legmagasabb iskolai végzettsége:

	Intézmény	Kar	Szak	Okl. dátum/szám
1.
2.
3.

Szakképzettsége:

1. 2.

Tudományos fokozat:

(cím, időpont, okl. sz.)

Munkáltató neve, címe, telefonszáma:

.....

Egyesületi tagság kelte:

Egyesületi szakosztályi, bizottsági tagságai:

Lejárt MGE szakértői engedély száma:

Az Egyesület Alapszabályát, az MGE szakértői engedélyek kiadásának ügyrendjét ismerem, azok céljaival egyetértek, szakértői tevékenységemet az MGE Etikai Kódex szellemében végzem, és vállalom a szakértői módszertani tanfolyam elvégzését.

A kérelem aláírásával egyben nyilatkozom büntetlen előéletemről.

Mellékletek:

- szakmai önéletrajz,
- oklevél másolatok,
- publikációk jegyzéke,
- eddigi szakértői tevékenység jegyzéke.

A szakértői névjegyzékkel nevem és szakterületem közzétételéhez hozzájárulok *
nem járulok hozzá *

Kelt:

.....
aláírás

* a megfelelő rész aláhúzendő

1. A szakértői engedély az érvényességi határidő lejártá előtt megújítható. Ehhez újra ki kell tölteni a szakértői felvételt kérő adatlapot a változások átvezetésére, és kiegészítést kell készíteni a szakmai önéletrajzhoz a korábbi engedély megadása óta eltelt időszakról.
2. A megújítási kérelem újra a Minősítő Bizottság elé kerül. Ha a kérelmező a korábbi szakértői engedély kiadása óta nem a szakterületén tevékenykedett, vagy más kizáró ok merült fel, a szakértői engedély megújítása megtagadható.
3. Kedvező elbírálás esetén az eljárás azonos az új engedélyek kiadásával.
4. Érvényes szakértői engedély birtokában az új szakterület igénylése esetén az eljárás megegyezik a megújítás folyamatával, a díj új szakterületenként 1000.- Ft. A Minősítő Bizottság kedvező döntése után az eredeti szakértői engedély lesz kiegészítve az új szakterülettel.

Szakértői engedély érvényessége és visszavonása, fellebbezés

1. A szakértői engedély a kiadás dátumától számított öt évig érvényes a megjelölt szakterület szerinti szakértői tevékenység végzésére.
2. A szakértői engedélyt a Minősítő Bizottság visszavonhatja, ha a szakértő:
 - kilép, vagy törlik az Egyesület tagjai közül,
 - vétkes szakértői magatartásával kárt okoz,
 - az Ellenőrző Bizottság vagy az Etikai Bizottság ilyen határozatot hoz,
 - bizonyíthatóan jogosulatlan szakterületen folytatott szakértői tevékenységet,
 - ellene büntető eljárás folyt és jogerős bírói határozat alapján vétkességét megállapították.
3. A jelentkező a Minősítő Bizottság elutasító döntései ellen fellebbezéssel élhet a MTESZ szövetségi szintű Választott Érdekegyeztető Tanácshoz.

1. A korábban kiadott szakértői engedélyek érvényességük időtartama alatt továbbra is érvényben maradnak.
2. E szabályzat rendelkezéseit az 1995. január 1-től kiadott, vagy megújított szakértői engedélyekre kell alkalmazni.
3. Ez a szabályzat a MTESZ keretében működő egyesületek egységes szakértői rendszerére vonatkozó szabályzat alapján készült az Elnökség egyetértő határozatával.

Általános geofizika

A Földnek, mint égitestnek és környezetének fizikájával foglalkozó szakterület

Felszíni geofizika

A Föld felszínén végzett geofizikai mérések és értelmezésük szakterülete

Mélyfúrási geofizika

A földkéregbe mélyített fúrásokban végzett geofizikai mérések és értelmezésük szakterülete

Műszaki és környezetvédelmi geofizika

A talaj illetve felszínközeli térrészben végzett geofizikai mérések és értelmezésük szakterülete.

Ferenczy László

ÖSZTÖNDÍJ GEOFIZIKUS HALLGATÓKNAK

A költségvetési intézmények gazdasági problémái közismertek. A felsőoktatás nehézségei úgyszintén. A magyar családok többségében a jövedelem reálértéke az utóbbi években még a hivatalos statisztikák szerint is csökkent. Ugyanakkor a közoktatás valamennyi szintje, de különösen az egyetemi képzés egyre nagyobb anyagi terhet jelent.

A földtudományok most világszerte nem tartoznak a divatosak és támogatottak közé. Emiatt sok a pályaelhagyó, különösen a fiatal geofizikusok között, akiknek az egyetemen szerzett tudását az élet sok más területén is hasznosítani lehet. A gazdaságilag kevésbé fejlett országok szakemberei számára további csábítást jelent a külföldi munkalehetőség, akár tanult szakmájukban, akár magasabb képzettséget nem igénylő területeken.

Mindennek eredménye: Magyarországon a földtudományi szakok, majd a földtudományokkal foglalkozó költségvetési intézmények nem jelentenek nagy vonzerőt az ifjúság számára. Ezen a helyzeten alapvetően sem az egyetemek, sem a költségvetési intézmények nem tudnak változtatni. Ugyanakkor bizonyos területeken már szakemberhiány jelentkezik, nincs utánpótlás, ami a geofizika egyes ágainak szinte már a létét veszélyezteti.

Ezt felismerve és felmérve meglehetősen szerény anyagi lehetőségeit a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által létrehozott és támogatott Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány az Intézet szakember utánpótlásának elősegítésére egyetemi ösztöndíj pályázatot hirdet két, III.—V. éves geofizikus hallgató számára. A Kuratórium által odaítélt ösztöndíj egy tanulmányi évre szól és összege havi 6000 Ft, havonkénti kifizetéssel. A legfontosabb alapkövetelmény: a pályázó tanulmányi átlaga legyen legalább 4,0.

A pályázatokat minden év július 31-ig kell benyújtani az Alapítványhoz.

További információt az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítványtól lehet kapni:

Cím: 1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23.

Levél: 1440 Budapest, Postafiók 35

Telefon: (1)252- 4999/279

(1)184-3302

Fax: (1)163-7256

E-mail: H5882HEG@ELLA.HU

*Verő László,
az ELGA Kuratóriumának tagja*

OTKA POSZTEREK BEMUTATÓJA AZ EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZETBEN (Egyszer volt, hol nem volt?...)

Négy egyetem, három kutatóintézet — közöttük két akadémiai kutatóhely —, a magyar szénhidrogénipar, továbbá két kft. több mint ötven kutatója vett részt a többségében 1991-ben indult és 1994-ben zárult geofizikai tárgyú kutatásokban, amelyeknek eredményeit a témavezetők 17 poszteren mutatták be. Ezek a száraz tények.

A címek felsorolása a geofizikában kevésbé járta-sak számára nem mondana sokat. De ha arra utalunk, hogy az eredmények életünk minőségének javításához, hazánk földtani felépítésének és kialakulásának megismeréséhez (közvetve például a földrengés-veszélyeztetettség értékeléséhez), vagy a világ legfejlettebb országaival való tudományos együttműködéshez járultak hozzá, nyilvánvalóvá válik, hogy a projektek keretében nem valamiféle öncélú tudományoskodás folyt éveken át. (A radioaktív sugárzás okozta veszélyek felismerése, az egészséges ivóvíz termelése, az elektromágneses terek kölcsönhatása

vagy a hatékonyabb mezőgazdasági termelés elősegítése semmiképpen sem mondható annak.)

Világszerte egyre erősebb az igény aziránt, hogy a tudományos kutatások egyrészt közvetlenül szolgálják a társadalom érdekeit, elégítsék ki igényeit, másrészt, hogy a kutatási eredmények valóban közkinccsé váljanak. A magyar tudósoknak, szakembereknek főleg ez utóbbi területen van még sok tennivalójuk. Igaz, hogy egy természettudományi kutatás részletei, problémái, módszerei a kívülállók számára sokszor nehezen érthetők, de az eredményeket meg lehet és meg is kell fogalmazni mindenki számára világos módon. Félreértelmezett tudományos szempontok alapján ezt sokszor nem tették meg a szakemberek.

Ezzel a poszter bemutatóval kapcsolatban valóban el kell azt mondani, hogy mindezeket a munkákat nem lehetett volna elvégezni az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) nélkül, ugyanis a





költségvetési támogatás csökkentése a felsőoktatásban és a kutatóintézetekben már oly mértékű, hogy abból az épületek pusztá fenntartásán és a — jelentős létszámcsökkenés utáni — bérkölségeken kívül szinte semmire sem futja. Így akár könyv, műszer vagy számítógép beszerzéséről, akár utazással járó munkavégzésről van szó, rendszerint költségvetésen kívüli forrásokat kell keresni. Az OTKA nélkül a tenni akaró kutatók (a pályakezdőktől a nemzetközileg elismert akademikuskig) nem tudták volna értelmesen kamatoztatni tudásukat, tapasztalataikat.

Az OTKA legfőbb erénye az, hogy a kutatói társadalom — a beérkezett pályázatok alapján — saját

maga dönthet a rendelkezésre álló pénzkeret szétosztásáról. A kutatók szeretnék bizakodók lenni a jövőt illetően, ám ha igaz, hogy az OTKA-törvény hatálytalanítása és az alapnak a művelődési tárca alá rendelése napirenden van, akkor az OTKA függetlensége végveszélybe került.

Ha nem sikerül megőrizni a kutatói autonómiát, akkor lehet, hogy ez az első poszterkiállítás egyben az utolsó is volt. Az OTKA esetleges megszűnésével a kutatók még szegényebbek lennének (a szó szoros értelmében is), de ez a veszteség elhanyagolható ahhoz képest, amennyivel emiatt a magyar tudomány egésze szegényedne el.

Szarka László, Verő László

BÚCSÚBESZÉD DR. TÓTH GÉZA SÍRJÁNÁL

A Magyar Geofizika előző számában emlékeztünk meg tisztelt és nagyrabecsült kollégánk, dr. TÓTH Géza haláláról. Most közöljük a Magyar Geofizikusok Egyesülete elnökének, KÉSMÁRKY Istvánnak a sírnál elmondott búcsúbeszédét.

Kedves Géza bácsi!

Sírod előtt a Magyar Geofizikusok Egyesülete és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszékének nevében szeretném kifejezni gyászunkat, szeretetünket és tiszteletünket.

Most, hogy elmentél közülünk, feltehetjük a kérdést, hogy miért tiszteltünk, miért szerettünk? Elsősorban azért, mert egyéniséged példázta a szerényen, csendben, de eredményesen alkotó tudós szakember ideálját.

Tudományos pályádat 1927-ben kezded az Országos Meteorológiai és Földmágnassági Intézetnél. Két évtized múltával, a szabályos szakmai előmenetel lépcsőfokainak betetőzéseként az Intézet vezetésével bíztak meg. Jelentős érdemeid voltak abban, hogy a meteorológia területén belül is teret hódított a matematikus-fizikus szemléletmód. A vezetett intézmény gyors fejlődése, a sokoldalú, dinamikus, úttörő kísérletezések és számos publikációd jelezte kemény, megfeszített munkád eredményeit. Végül is rólad elmondható, ami csak kevesekről, hogy szakmád fejlődésén ott maradt a kezded nyoma.

Sajnálatos módon, 1950-ben karrieredet sötét erők derékba törték. A recski rabságot követő hányattatás sokáig elkísért. Sokan tiszteltek és szerettek, de sok méltánytalan megaláztatás ért. A hetvenes évek elejétől az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszékén viselt nyugdíjas tudományos főmunkatársi állás, a Magyar Geofizikusok Egyesületének tiszteletbeli tagsága és az 1991-ben kapott Eötvös Loránd-díj csupán szerény, jelképes elismerése volt munkásságodnak, érdemeidnek. Szomorú kimondani, hogy az ebben a vészorszakban elkövetett erendő jogtiprás jóvátétele igazából sohasem történt meg. Csoda, hogy ennek ellenére megőrizted jó kedélyedet, kedves humorodat és alkotókészségedet. Ez pedig a tudós képességein is túlmutató, még általánosabb emberi erényeidet, értékeidet mutatja.

Végül, ennek felső fokaként szeretném illusztrálni azt a közismert tényt, hogy az igazi emberi értékek szélsőséges helyzetekben, nagy bajban mutatkoznak meg igazán. Engedjék meg, hogy felolvassam NYESTE Zoltán Recsk című könyvének egy bekezdését:

„... Az emberi szellem bármily szerény megnyilvánulása az ávosokat és az internált brigádvezetőket egyaránt dühbe hozta. A brigádvezetőm egyszer így jelentett fel az ávos brigádparancsnoknak: 'Ez az ember mindig olyanokat beszél, amit a csóró nem ért.' Talán ösztönösen sejtették, hogy ez tart meg bennünket. Valóban, a szellemi élet — nagyon korlátozott formájában is — létkérdés volt. Recsk leg-

nagyobb tanulsága számomra az, hogy nem a fizikum, hanem a lélek tartja életben az embereket. Példákat tudnék felhozni arra, hogy nem szükségképpen az erősek és az izmosak maradnak meg olyan körülmények között, hanem azok, akik szomszédjuknak verseket mondanak, irodalomról, művészetről, tudományról, vallásról, filozófiáról beszélnek, vagy akár ponyvaregényt mesélnek; akik ilyen

vagy olyan színvonalon de felülemelkednek az éhezési állati problémáján, akik emberek tudnak maradni az embertelenségben.”

Úgy érzem, éppen az utóbbi szavak tükrözik legjobban lényedet, és talán a legméltóbbak Hozzád a búcsú pillanataiban. Nyugodj békében, kedves Géza bácsi, emlékedet szeretettel őrizzük!

A SZENIOROK BIZOTTSÁGÁNAK HÍREI

1995. október 3-án a Szeniorok Bizottsága tanulmányi kirándulást szervezett a Celldömölk melletti Ság hegyre, ahol EÖTVÖS Loránd az első torziós inga kísérleteit végezte.

A kemenesaljai táj egyik jellegzetes pontja a Ság hegy, amely a Balaton melletti bazalt vulkán sor utolsó, legnyugatibb tagjaként emelkedik ki a kisalföldi síkságból. A Ság hegy nevét az irodalomtörténetbe a vasi táj nagy költője, BERZSENYI Dániel írta be, a tudomány történetébe pedig EÖTVÖS Loránd. Torziós ingájával mintegy száz évvel ezelőtt kilépett a laboratóriumának falai közül és 1890-ben először pestszentlőrinci kertjében és a Gellért-hegy tövében, majd 1891 nyarán a Celldömölk melletti Ság hegy — akkor még érintetlen — bazalt fennsíkján kísérleti méréseket végzett. A Ság hegyi mérésnél munkatársai BODOLA Lajos, KÖVESLIGETHY Radó és TANGL Károly egyetemi tanárok voltak.

egy impozáns kráter van. A kráterben keresztmetszetben láthatjuk a Ság hegy felépítését, a vulkanizmus nyomait.

A Ság hegy geológiai felépítését JUGOVICS Lajos munkája alapján ismerjük. [JUGOVICS L., MARCHT A. (Wien) 1937: Der Ságberg in Ungarn und seine Ergussgesteine. Leipzig.]

A Ság hegy geológiai története mintegy 4 millió évvel ezelőtt, a pliocén korban kezdődött. A hegy pannóniai homokra és homokos agyagra települő, 40–50 m magas bazalttufából és az ezt takaró bazalttávból áll. A bazalttakaró megvédte a pannon homokot a lepusztulástól. Ezért a hegy tanúskodik arról, hogy milyen magas volt az általános térszín a pannon végén, a bazaltömlés idején. Az ilyen hegyeket „tanúhegyeknek” nevezzük. A felszínt vékony, jelenkori homok és agyag borítja.

Geofizikai hírnevén, illetve kultúrtörténeti neve-



Miért esett EÖTVÖS választása a mérések tervezésekor éppen a Ság hegyre? A Ság hegy abban az időben szabályos csonka kúp alakú vulkanikus hegy volt, amelynek hatását könnyen számítani tudta és ezt a mért értékkel összevetette. Ezek a terepi mérések az inga hiányosságaira is fényt derítettek és alkalmat adtak az inga tökéletesítésére.

Sajnos a mérés helye ma már nincs meg, mert a bányászkodás miatt a fennsík helyett ma már csak

zetességén túl a Ság hegy geológiai, botanikai és tájképi értékeit illetően is Magyarország legértékesebb védett területei közé tartozik.

Tanulmányi kirándulásunk vezetőjének sikerült megnyernünk DALA József helytörténészt, a Ság hegy legjobb ismerőjét, aki évtizedek óta fáradozik azon, hogy megóvja és bemutassa a Ság hegy értékeit. Ennek a sokoldalú munkának során EÖTVÖS Loránd Ság hegyi mérésének 80. évfordulóján, 1971

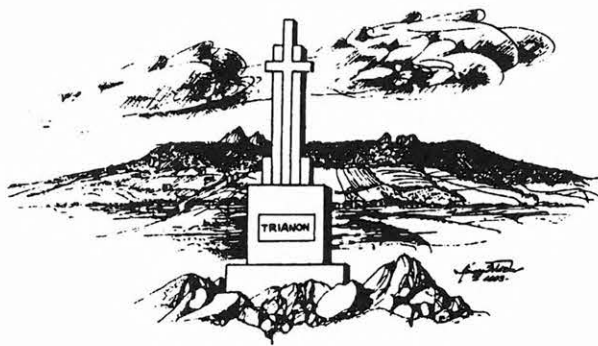


októberében kezdeményezett és megszervezett egy Eötvös- emlékülést Celldömölkön. Ennek keretében került sor egy emlékoszlop felavatására is a Ság hegy aljában, a Ság hegyi Turistaház mellett. A tanulmányi kirándulás résztvevői lerótták tiszteletüket ennél az Eötvös- emlékoszlopnál a legnagyobb magyar geofizikus, EÖTVÖS Loránd munkássága és szellemi nagysága előtt. A Magyar Geofizikusok Egyesülete és a Szeniorok Bizottsága nevében dr. KÉSMÁRKY István, az Egyesület elnöke, a Soproni csoport nevében pedig MÁRCZ Győző helyezte el a megemlékezés és tiszteletadás virágait. Dr. KÉSMÁRKY István a koszorúzás után a következőket mondotta:

„Minden értékes közösség valódi értékek körül kristályosodik ki. Az értékek közös elfogadása tartja meg a közösségeket. Minden közösségnek ezenfelül szüksége van jelképekre. A Magyar Geofizikusok

Egyesületének EÖTVÖS Loránd torziós ingája a jelképe. Ezt a műszert ezen a helyen alkalmazta először terepi körülmények között alkotója, 1981-ben. Az esemény a tudománytörténet szempontjából is fontos, mert döntő mozzanata annak a folyamatnak, amelyben megkezdődött a fizikai módszerek alkalmazása a geológiai szerkezetek megismerése céljából. Joggal hihetjük, hogy ez a folyamat elősegítette a technika és a társadalom fejlődését, és mint ilyen, szakmánk számára továbbra is iránymutató jelentőségű. Koszorúnkat EÖTVÖS Loránd munkássága előtt tisztelegve helyezük el az oszlopnál, egyúttal megköszönve a környék lelkes lokálpatriótáinak, hogy ezt a szép emlékművet felállították.”

Az ünnepélyes koszorúzás után bejártuk a Ság hegyet a geológiai bemutató ösvényen és megtekintettük a Ság hegy oldalában magasodó Trianoni emlékkeresztet.



A tanulmányi kirándulás során a földtani nevezetességeket KÖRÖSSI László tagtársunk ismertette, szeretnénk ezen a helyen is köszönetet mondani szíves közreműködéséért.

Ugyancsak köszönet illeti a Magyar Geofizikusok Egyesülete alapítványát a tanulmányi kiránduláshoz nyújtott anyagi támogatásáért, valamint BELLÉR Évát, a Magyar Geofizikusok Egyesületének ügyvezető titkárát és munkatársát, SZIKORA Hildát a tanulmányi kirándulás sikere érdekében végzett munkájukért.

*Aczél Etelka,
a Szeniorok Bizottságának elnöke*

Mágneses refrakció: az indukált és termoremanens mágnesezettség anizotrópiája a mágneses ásványszemcsék alak-anizotrópiája és kölcsönhatása miatt¹

MÁRTON PÉTER², KIS KÁROLY²

Először tetszőleges eloszlású, egymással kölcsönhatásban nem lévő egy-, illetve többdoménű magnetit szemcséket tartalmazó közetmodell indukált és termoremanens mágnesezettségeinek anizotrópia tulajdonságait tárgyaljuk. Minthogy azonban a szemcsék közti magnetosztatikus kölcsönhatást is figyelembe vevő általános tárgyalás nem lehetséges, a megoldást ilyen esetekre numerikus modellezéssel állítottuk elő.

Modellmintáink egytengelyű, ellipszoidális mágneses szemcséket tartalmaznak, amelyek egy szabályos rácsháló rácspontjaiban foglalnak helyet. A rácsávolság a modell egyik bemenő paramétere. A modellminta mérete mindhárom irányban maximum 2 cm lehet. A rács betöltöttsége – azaz, hogy a rácspontok hány százalékában ülnek ilyen szemcsék – 0% és 100% között tetszőlegesen megválasztható. A betöltés százalékának megadása nyomán egy véletlenszám generátor szabályozza, hogy mely rácspontok kerüljenek betöltésre és mely rácspontok maradjanak üresen. A szemcsetengelyek térbeli orientációját egy másik véletlenszám generátor állítja be a megadott határok között. Így módon tetszőleges szemcsetengely irány eloszlás valósítható meg az egy-, illetve kétdimenziós teljes rendezettség és a teljes rendezetlenség között. Ezután a modellmintát hat különböző, alkalmasan megválasztott irányú mágnesező tér hatásának tesszük ki és „megmérjük” a létrejövő hat remanenciát. A magnetosztatikus kölcsönhatást az indukált modellekben szobahőmérsékleten, a termoremanens modellekben a szemcsék blokkolási hőmérsékletén vesszük figyelembe, de az összehasonlítás kedvéért modelljeinket a kölcsönhatás elhanyagolásával is kiszámítjuk. A hat iránymenti remanencia felhasználásával meghatározzuk a vonatkozó remanencia anizotrópia ellipszoidot, illetve annak paramétereit: a főtengelyek hosszát és irányait, az anizotrópia fokát stb. és végül a maximális refrakció szögét és irányát.

A 2. és 3. táblázatokban bemutatott példák, amelyek alapvetően izotróp modelleken kapott eredmények, világosan demonstrálják, hogy a magnetosztatikus kölcsönhatás elhanyagolása hamis következtetésekre vezethet a remanencia anizotrópiát, azaz végső soron a mágneses refrakció irányát és nagyságát illetően.

P. MÁRTON, K. KIS: Magnetic refraction of induced and thermoremanent magnetizations due to grain anisotropy in magnetite bearing samples. A model experiment

A theory of magnetic anisotropy both of induced and thermoremanent magnetizations due to non-interacting single-domain and multidomain magnetite grains of arbitrary distribution is developed. However, no general treatment is possible when the magnetostatic interaction of such grains is important and we applied numerical simulation to solve the anisotropy problem for such cases.

Our model samples consist of uniaxial, ellipsoidal grains occupying the cube corner sites in a cubic lattice of which the cell size is one of the input parameters. The sample size is up to 2 cm in each direction. The number of occupied sites with respect to all available corner sites can be set to any value between 0 and 1. Given this value, a random number generator is used to control which sites are filled and which sites will remain vacant. The spatial orientation of the grain axes is controlled by another random number generator and can be set anything between perfect alignment in one dimension or two, and complete randomness. Then the sample is subjected to a magnetizing field in six different, conveniently chosen directions (see Table 1) and the resulting six magnetizations are "measured". The magnetostatic interactions is assumed to take place

a.) at room temperature in induced magnetization models, and

b.) at the blocking temperature in thermoremanent magnetization models.

Each model is treated with and without taking into account this interaction. Further, we use the six directional remanences to compute the anisotropy ellipsoid of the respective remanence and its parameters including the magnitudes of the principal axes, their directions with respect to the sample, degree of anisotropy, etc. and finally the angle and direction of the maximum refraction.

Tables 2 and 3 show examples obtained from basically isotropic models, i.e. models with grains of quasi-random orientation. Already these examples demonstrate that neglecting the interaction of the carriers of magnetization may lead to false conclusions about the magnitude and direction of the magnetic refraction.

Bevezetés és előzmények

¹ Beérkezett: 1995. október 27-én

² ELTE Geofizikai Tanszék H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

A paleomágneses módszer egyik alapfeltevése szerint a kőzetek és égetett agyagok remanens mágnesezettsége párhuzamosnak vehető a mágnesezett-

ség felvételének, illetve fosszilizálódásának idején ható földi mágneses térrel. A feltevés hasznosságát a több évtizedes paleomágneses gyakorlat igazolja, de vannak olyan esetek, amikor a mérési eredmények arra utalnak, hogy a szigorú párhuzamosság nem állhat fenn.

Általában, földi tér nagyságrendű gyenge mágneses terekben felvett J remanens mágneszettség a H mágnesező térrel homogén lineáris kapcsolatban áll:

$$J = A H, \quad (1)$$

ahol A a kapcsolatra jellemző másodrendű, szimmetrikus szuszceptibilitás tenzor. A elemeit a_{ik} -val fogjuk jelölni ($a_{ik} = a_{ki}$ ($i, k = 1, 2, 3$)). A szuszceptibilitás tenzor geometriailag az ún. szuszceptibilitás anizotrópia ellipszoiddal reprezentálható (vö. tehetetlenségi ellipszoid). Az elfajuló $A = E$ — ahol E az egység-tenzor — homogén esettől eltekintve J nem lesz párhuzamos H -val; az eltérés a különböző irányokban különböző lesz és nagyságát a szuszceptibilitás anizotrópia ellipszoid lapultsága vagy ekvivalensen a P anizotrópia fok szabja meg, amely a maximális a_{\max} és a minimális a_{\min} szuszceptibilitás hányadosa, azaz $P = a_{\max}/a_{\min}$.

A mágneszettség és a mágnesező tér irányának eltérését mágneses refrakciónak nevezzük. Ha a mágneszettség δ szöget zár be a mágnesező térrel (δ a refrakció szöge), akkor a mágneszettség térirányú vetülete $J \cos \delta$, míg a tér irányában mérhető a_H ún. iránymenti szuszceptibilitás a következő lesz:

$$a_H = \frac{J \cos \delta}{H} = a_{11} \cos^2(H, x) + a_{22} \cos^2(H, y) + a_{33} \cos^2(H, z) + 2a_{12} \cos(H, x) \cos(H, y) + 2a_{13} \cos(H, x) \cos(H, z) + 2a_{23} \cos(H, y) \cos(H, z). \quad (2)$$

A \cos függvények argumentumában szögek állnak, pl. (H, x) a H irány és az x irány szöge és így tovább. A (2) egyenlet szolgál A elemeinek (pl. mérésekkel történő) meghatározására, amelyek ismeretében a mágnesező tér (iránya) akkor is megadható, ha J nem párhuzamos H -val, ui. (1) egyenletből

$$H = A^{-1} J, \quad (3)$$

ahol A^{-1} az A mátrix inverze.

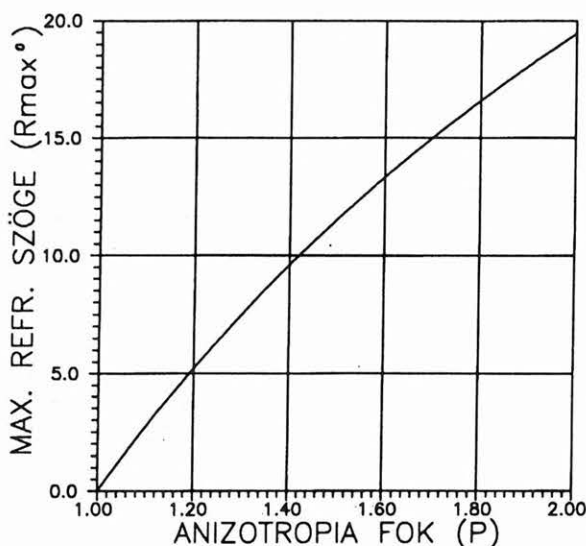
A maximális refrakció szöge a

$$\delta_{\max} = \arctg \frac{P-1}{2\sqrt{P}} = 2(45^\circ - \arctg \frac{1}{\sqrt{P}}) \quad (4)$$

formulával számítható. A maximális refrakció akkor áll elő, amikor a mágneses tér a maximum tengellyel

$$\varphi = \arctg \frac{1}{\sqrt{P}} = 45^\circ - \frac{\delta_{\max}}{2} \quad (5)$$

szöget zár be, a maximum tengely és a minimum tengely síkjában. Az 1. ábra a maximális refrakció szöget mutatja az anizotrópia fok függvényében.



1. ábra. A maximális refrakció szöge (R_{\max}) a remanencia anizotrópia ellipszoid maximum tengelyétől mérve a minimum tengely irányában

Fig. 1. Maximum angle of refraction (R_{\max}) as measured from the maximum principal axis of the anisotropy ellipsoid of remanence toward the minimum principal axis

A mágneses refrakciónál legegyszerűbben (indukált) szuszceptibilitás mérésekkel lehet tájékozódni. Ha ui. az indukált mágneszettség anizotrópnak adódik, akkor a remanencia is anizotróp lesz.

Az indukált és remanens szuszceptibilitás tenzorok kapcsolatát termoremanens mágneszettségre (TRM) STEPHENSON et al. [1986] vizsgálták. Modelljük mágneszettségét egytengelyű, egymással kölcsönhatásban nem lévő, ellipszoidális mágneses ásványszemcsék okozzák. A szemcsék tengelyeinek orientációja a modellhez rendelt koordináta-rendszerben olyan, hogy egy részük az x , más részük az y , a maradék pedig a z tengely irányával párhuzamos.

Az említett szerzők STACEY többdoménű TRM modelljét [STACEY, BANERJEE 1974] alkalmazva megmutatták, hogy erre a speciális szemcseeloszlásra a relatív fősuszceptibilitások (fősuszceptibilitás/totális szuszceptibilitás) az $(1/3, 1/3)$ ponton átmenő

$$p = sq + p_0 \quad (s = 1 - 3p_0) \quad (6)$$

egyenletű egyenes három pontját alkotják, ahol $q(q_1, q_2, q_3)$ a TRM, míg $p(p_1, p_2, p_3)$ az indukált relatív fősuszceptibilitások. A p_0 tengelymetszet a szemcsék saját szuszceptibilitásától és alakjától függ, de a gyakorlatban számba jövő esetekben (kissé elnyújtott magnetit szemcsék) 0,12 és 0,2 között van. Ez azt

jelenti, hogy a TRM-szuszeptibilitás anizotrópiája mindig nagyobb, mint az indukált szuszeptibilitás anizotrópiája, azaz

$$p_{\max} - p_{\min} = (0,4 - 0,64) (q_{\max} - q_{\min}),$$

továbbá a kétféle szuszeptibilitás ellipszoid főtengelyei egybeesnek.

Ugyanez a modell-eloszlás egydoménű szemcsék-re a (6) egyenletben $p_0 = 0,5$ -t, azaz

$$p = 0,5 (1 - q) \quad (7)$$

-t szolgáltat, úgyhogy a többdoménű esethez hasonlóan a TRM-szuszeptibilitáshoz tartozik a nagyobb anizotrópia:

$$p_{\max} - p_{\min} = 0,5 (q_{\min} - q_{\max})$$

A kétféle szuszeptibilitás ellipszoid főtengelyei itt is párhuzamosak, de a maximum TRM-szuszeptibilitás a minimum indukált-szuszeptibilitás tengellyel, a minimum TRM-szuszeptibilitás pedig a maximum indukált-szuszeptibilitás tengellyel esik egybe.

Szemcsealak anizotrópia elmélet

Tekintsünk egy kis V térfogatú, nem mágneses (kőzet)mintát K darab tetszőleges eloszlású, egyenként v_i térfogatú, ellipszoidális mágneses szemcsével. Az i -edik szemcséhez rendelt derékszögű koordináta-rendszer x -tengelye (x_i) a szemcse szimmetria-tengelye. A megfelelő lemágnesezési tényezők $N_{x_i}, N_{y_i}, N_{z_i}$ ($N_{x_i} + N_{y_i} + N_{z_i} = 1$). A szemcsék orientációja a minta x, y, z derékszögű koordináta-rendszerében tetszőleges. A szemcsék közti magneto-sztatikus kölcsönhatást egyelőre elhanyagoljuk. A szemcsék a $H(H_x, H_y, H_z)$ mágneses tér hatására mágneseződnek, amelynek komponensei az i -edik szemcse rendszerében

$$H_{x_i} = H_x \cos(x, x_i) + H_y \cos(y, x_i) + H_z \cos(z, x_i)$$

$$H_{y_i} = H_x \cos(x, y_i) + H_y \cos(y, y_i) + H_z \cos(z, y_i) \quad (8)$$

$$H_{z_i} = H_x \cos(x, z_i) + H_y \cos(y, z_i) + H_z \cos(z, z_i)$$

Az i -edik szemcse mágneses momentumát $m_i(m_{x_i}, m_{y_i}, m_{z_i})$ -vel jelöljük. A teljes minta $M(M_x, M_y, M_z)$ mágneses momentumának komponensei így

$$\begin{aligned} M_x &= \sum_{i=1}^K [m_{x_i} \cos(x_i, x) + m_{y_i} \cos(y_i, x) + m_{z_i} \cos(z_i, x)], \\ M_y &= \sum_{i=1}^K [m_{y_i} \cos(x_i, y) + m_{y_i} \cos(y_i, y) + m_{z_i} \cos(z_i, y)], \\ M_z &= \sum_{i=1}^K [m_{z_i} \cos(x_i, z) + m_{y_i} \cos(y_i, z) + m_{z_i} \cos(z_i, z)] \end{aligned} \quad (9)$$

lesznek, végül a minta mágnesezettsége J

$$J = \frac{1}{V} M. \quad (10)$$

A továbbiakban 1) kicsiny egydoménű és 2) nagy többdoménű magnetit szemcséktől származó indukált és termoremanens mágnesezettségekkel foglalkozunk.

Kicsiny, egydoménű szemcsék

Az $a/b > 1,2$ esetre szorítkozunk, ahol a a szemcse hossz-tengelye (könnyű mágnesezési irány), b a háránt-tengely (nehéz mágnesezési irány).

Indukált mágnesezettség

Egyetlen szemcse indukált momentuma a könnyű mágnesezési irányra merőleges, úgyhogy az i -edik szemcsére [STACEY, BANERJEE 1974 nyomán]

$$m_{x_i} = 0, \quad m_{y_i} = \frac{H_{y_i}}{N_{y_i} - N_{x_i}} v_i, \quad m_{z_i} = \frac{H_{z_i}}{N_{z_i} - N_{x_i}} v_i \quad (11)$$

A (8)–(11) egyenletek figyelembevételével, az (1) egyenletben szereplő A mátrix elemei a következők:

[a (12) képletet ld. a következő oldalon]

ahol

$$a = \frac{1}{V} \frac{v_i}{N_{y_i} - N_{x_i}} = \frac{1}{V} \frac{v_i}{N_{z_i} - N_{x_i}} = \text{konstans}.$$

Termoremanens mágnesezettség

Bármely kicsiny, egydoménű szemcse, pl. az i -edik szemcse termoremanens momentuma a könnyű mágnesezési irányba esik és nagysága szobahőmérsékleten [STACEY, BANERJEE 1974 nyomán]

$$\begin{aligned}
 a_{11} &= a \sum_{i=1}^K [\cos(x, y_i) \cos(y_i, x) + \cos(x, z_i) \cos(z_i, x)] = a \sum_{i=1}^K [1 - \cos^2(x, x_i)] , \\
 a_{12} &= a \sum_{i=1}^K [\cos(y, y_i) \cos(y_i, x) + \cos(y, z_i) \cos(z_i, x)] = -a \sum_{i=1}^K \cos(x_i, y) \cos(x_i, x) = a_{21} , \\
 a_{13} &= a \sum_{i=1}^K [\cos(z, y_i) \cos(y_i, x) + \cos(z, z_i) \cos(z_i, x)] = -a \sum_{i=1}^K \cos(x_i, x) \cos(x_i, z) = a_{31} , \\
 a_{22} &= a \sum_{i=1}^K [\cos(y, y_i) \cos(y_i, y) + \cos(y, z_i) \cos(z_i, y)] = a \sum_{i=1}^K [1 - \cos^2(y, x_i)] , \\
 a_{23} &= a \sum_{i=1}^K [\cos(z, y_i) \cos(y_i, y) + \cos(z, z_i) \cos(z_i, y)] = -a \sum_{i=1}^K \cos(x_i, y) \cos(x_i, z) = a_{32} , \\
 a_{33} &= a \sum_{i=1}^K [\cos(z, y_i) \cos(y_i, z) + \cos(z, z_i) \cos(z_i, z)] = a \sum_{i=1}^K [1 - \cos^2(z, x_i)] ,
 \end{aligned} \tag{12}$$

$$m_{x_i} = v_i I_S \operatorname{th} \left[\frac{v_i I_{SB} \mu_0 H_{x_i}}{k T_B} \right], \tag{13}$$

ahol I_S , illetve I_{SB} a szemcsé telítési mágneszettsége szobahőmérsékleten, illetve a T_B blokkolási hőmérsékleten (magnetitre $I_S = 480 \times 10^3$ A/m, $I_S/I_{SB} \approx 2,5$ és $T_B = 750$ K), $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Vs/Am, a vákuum permeabilitása és k a Boltzman-állandó ($k \approx 1,38 \times 10^{-23}$ J/K). Az argumentum kis értékeire (valódi egydoménű részecskék)

$$m_{x_i} \approx \frac{v_i^2 I_S I_{SB} \mu_0}{k T_B} H_{x_i}. \tag{13a}$$

Mínt hogy most az (5) egyenlet helyett a rövidebb

$$\begin{aligned}
 M_x &= \sum_{i=1}^K m_{x_i} \cos(x_i, x), \quad M_y = \sum_{i=1}^K m_{x_i} \cos(x_i, y), \\
 M_z &= \sum_{i=1}^K m_{x_i} \cos(x_i, z)
 \end{aligned}$$

relációk érvényesek, a mágneszettségre vonatkozó (1) típusú egyenletben a szimmetrikus \mathbf{A} mátrix — amit most $\bar{\mathbf{A}}$ -sal jelölünk — elemei a következők lesznek:

$$\begin{aligned}
 \bar{a}_{11} &= \bar{a} \sum_{i=1}^K \cos(x, x_i) \cos(x_i, x), \\
 \bar{a}_{12} &= \bar{a} \sum_{i=1}^K \cos(y, x_i) \cos(x_i, x) = \bar{a}_{21}, \\
 \bar{a}_{13} &= \bar{a} \sum_{i=1}^K \cos(z, x_i) \cos(x_i, x) = \bar{a}_{31}, \\
 \bar{a}_{22} &= \bar{a} \sum_{i=1}^K \cos(y, x_i) \cos(x_i, y), \\
 \bar{a}_{23} &= \bar{a} \sum_{i=1}^K \cos(z, x_i) \cos(x_i, y) = \bar{a}_{32}, \\
 \bar{a}_{33} &= \bar{a} \sum_{i=1}^K \cos(z, x_i) \cos(x_i, z),
 \end{aligned} \tag{14}$$

ahol

$$\bar{a} = \frac{1}{V} \frac{v_i^2 I_S I_{SB} \mu_0}{k T_B} = \text{konstans}, \tag{14a}$$

miután azonos szemcséket tekintettünk.

A konstansoktól eltekintve a TRM-szuszeptibilitás mátrix spurja

$$\text{sp}\{\bar{A}\} = K,$$

az indukált szuszceptibilitás mátrixé pedig

$$\text{sp}\{A\} = 3K - \text{sp}\{\bar{A}\} = 2K.$$

\bar{A} diagonalizálása a

$$\bar{A} = \begin{pmatrix} \bar{\lambda}_{\max} & 0 & 0 \\ 0 & \bar{\lambda}_{\text{int}} & 0 \\ 0 & 0 & \bar{\lambda}_{\min} \end{pmatrix}$$

mátrixra vezet, amelyben $\bar{\lambda}_{\max}$, $\bar{\lambda}_{\text{int}}$ és $\bar{\lambda}_{\min}$ rendre az \bar{A} mátrix maximális, intermedier és minimális sajátértékei.

Az A mátrix viszont az

$$A = KE - \bar{A}$$

relációnak tesz eleget, ahol E az egységmátrix. Diagonalizálás után

$$\Lambda = KE - \bar{A} = \begin{pmatrix} K - \bar{\lambda}_{\max} & 0 & 0 \\ 0 & K - \bar{\lambda}_{\text{int}} & 0 \\ 0 & 0 & K - \bar{\lambda}_{\min} \end{pmatrix},$$

amiből világosan látszik, hogy a maximális TRM-szuszeptibilitás ($\bar{a} \bar{\lambda}_{\max}$) a minimális indukált szuszceptibilitással [$a(K - \bar{\lambda}_{\max})$], a minimális TRM szuszceptibilitás ($\bar{a} \bar{\lambda}_{\min}$) pedig a maximális indukált szuszceptibilitással [$a(K - \bar{\lambda}_{\min})$] esik egybe.

A relatív fősuszceptibilitások a TRM-re

$$q \left(\frac{\bar{\lambda}_{\max}}{K}, \frac{\bar{\lambda}_{\text{int}}}{K}, \frac{\bar{\lambda}_{\min}}{K} \right),$$

az indukált mágnesezettségre

$$p \left(\frac{K - \bar{\lambda}_{\max}}{2K}, \frac{K - \bar{\lambda}_{\text{int}}}{2K}, \frac{K - \bar{\lambda}_{\min}}{2K} \right)$$

lévén, eleget tesznek a (7) relációnak, továbbá az egyik anizotrópia mérték, a maximális és minimális relatív szuszceptibilitások különbsége, a TRM-re pontosan kétszer akkora, mint az indukált mágnesezettségre, ui. a

$$\text{TRM-anizotrópia} = \frac{\bar{\lambda}_{\max} - \bar{\lambda}_{\min}}{K},$$

$$\text{az indukált mágnesezettség} = \frac{(K - \bar{\lambda}_{\min}) - (K - \bar{\lambda}_{\max})}{2K} = \frac{\bar{\lambda}_{\max} - \bar{\lambda}_{\min}}{2K},$$

anizotrópiája

amint az a (7) egyenletből is következik. Ezek az eredmények viszont tetszőleges szemcseeloszlásra érvényesek.

Nagy, többdoménű szemcsék

Indukált mágnesezettség

Az i -edik szemcse indukált mágneses momentumának komponensei [STACEY, BANERJEE 1974] nyomán

$$m_{x_i} = \frac{\kappa_i v_i}{1 + \kappa_i N_{x_i}} H_{x_i}, \quad m_{y_i} = \frac{\kappa_i v_i}{1 + \kappa_i N_{y_i}} H_{y_i},$$

$$m_{z_i} = \frac{\kappa_i v_i}{1 + \kappa_i N_{z_i}} H_{z_i} \quad (15)$$

ahol κ_i az i -edik szemcse saját szuszceptibilitása. A továbbiakban is azonos szemcsékből álló összességgel foglalkozunk, tehát $v_i = v = \text{áll.}$, $\kappa_i = \kappa = \text{áll.}$ (magnetitre $\kappa_i \approx 16$ SI egység), $N_{x_i} = \text{áll.}$ és $N_{y_i} = N_{z_i} = (1 - N_{x_i})/2$. A minta indukált mágnesezettségét az (1) egyenlet szolgáltatja, amelyben a szimmetrikus A mátrix — amelyet most B -vel jelölünk — elemei a (8)–(10) formulák felhasználásával a következőknek adódnak:

[a (16) képletet ld. a következő oldalon]

ahol

$$b_1 = \frac{\kappa v}{V(1 + \kappa N_{x_i})} = \text{áll.}, \quad b_2 = \frac{\kappa v}{V(1 + \kappa N_{y_i})} = \text{áll.},$$

$$b_3 = \frac{\kappa v}{V(1 + \kappa N_{z_i})} = b_2, \quad (16a)$$

a további jelölések pedig (pl. $b_{11}^{(1)}$) a felírából nyilvánvalók.

A B mátrix spúrja

$$\text{sp}\{B\} = K(b_1 + b_2 + b_3). \quad (17)$$

Termoremanens mágnesezettség

Az i -edik szemcse termoremanens momentumának komponensei [STACEY, BANERJEE 1974 nyomán]

$$\begin{aligned}
b_{11} &= b_1 \sum_{i=1}^K \cos(x, x_i) \cos(x, x_i) + b_2 \sum_{i=1}^K \cos(x, y_i) \cos(y, x_i) + b_3 \sum_{i=1}^K \cos(x, z_i) \cos(z, x_i) = b_1 b_{11}^{(1)} + b_2 b_{11}^{(2)} + b_3 b_{11}^{(3)} \\
b_{12} &= b_1 \sum_{i=1}^K \cos(y, x_i) \cos(x, x_i) + b_2 \sum_{i=1}^K \cos(y, y_i) \cos(y, x_i) + b_3 \sum_{i=1}^K \cos(y, z_i) \cos(z, x_i) = b_1 b_{12}^{(1)} + b_2 b_{12}^{(2)} + b_3 b_{12}^{(3)} = b_{21} \\
b_{13} &= b_1 \sum_{i=1}^K \cos(z, x_i) \cos(x, x_i) + b_2 \sum_{i=1}^K \cos(z, y_i) \cos(y, x_i) + b_3 \sum_{i=1}^K \cos(z, z_i) \cos(z, x_i) = b_1 b_{13}^{(1)} + b_2 b_{13}^{(2)} + b_3 b_{13}^{(3)} = b_{31} \\
b_{22} &= b_1 \sum_{i=1}^K \cos(y, x_i) \cos(x, y_i) + b_2 \sum_{i=1}^K \cos(y, y_i) \cos(y, y_i) + b_3 \sum_{i=1}^K \cos(y, z_i) \cos(z, y_i) = b_1 b_{22}^{(1)} + b_2 b_{22}^{(2)} + b_3 b_{22}^{(3)} \\
b_{23} &= b_1 \sum_{i=1}^K \cos(z, x_i) \cos(x, y_i) + b_2 \sum_{i=1}^K \cos(z, y_i) \cos(y, y_i) + b_3 \sum_{i=1}^K \cos(z, z_i) \cos(y, z_i) = b_1 b_{23}^{(1)} + b_2 b_{23}^{(2)} + b_3 b_{23}^{(3)} = b_{32} \\
b_{33} &= b_1 \sum_{i=1}^K \cos(z, x_i) \cos(x, z_i) + b_2 \sum_{i=1}^K \cos(z, y_i) \cos(y, z_i) + b_3 \sum_{i=1}^K \cos(z, z_i) \cos(z, z_i) = b_1 b_{33}^{(1)} + b_2 b_{33}^{(2)} + b_3 b_{33}^{(3)}
\end{aligned}$$

(16)

$$\begin{aligned}
m_{x_i} &= \frac{v_i (I_S/I_{SB})}{N_{x_i} (1 + \kappa_i N_{x_i})} H_{x_i}, \quad m_{y_i} = \frac{v_i (I_S/I_{SB})}{N_{y_i} (1 + \kappa_i N_{y_i})} H_{y_i}, \\
m_{z_i} &= \frac{v_i (I_S/I_{SB})}{N_{z_i} (1 + \kappa_i N_{z_i})} H_{z_i}.
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\bar{b}_1 &= b_1 \frac{I_S/I_{SB}}{\kappa N_{x_i}}, \quad \bar{b}_2 = b_2 \frac{I_S/I_{SB}}{\kappa N_{y_i}}, \\
\bar{b}_3 &= b_3 \frac{I_S/I_{SB}}{\kappa N_{z_i}} = \bar{b}_2.
\end{aligned}$$

(19a)

A $\bar{\mathbf{B}}$ mátrix spúrja

Ugyanarra a szemcseösszességre, amelynek az indukált mágnesezettségét fentebb kiszámoltuk, a TRM-szuszeptibilitás (1) egyenlet szerinti A mátrixának, amit itt $\bar{\mathbf{B}}$ -sal jelölünk, elemei

$$\text{sp}\{\bar{\mathbf{B}}\} = K (\bar{b}_1 + \bar{b}_2 + \bar{b}_3). \quad (20)$$

A (16) egyenlet értelmében érvényesek a következő összefüggések:

$$\begin{aligned}
\bar{b}_{11} &= \bar{b}_1 b_{11}^{(1)} + \bar{b}_2 b_{11}^{(2)} + \bar{b}_3 b_{11}^{(3)}, \\
\bar{b}_{12} &= \bar{b}_1 b_{12}^{(1)} + \bar{b}_2 b_{12}^{(2)} + \bar{b}_3 b_{12}^{(3)} = \bar{b}_{21}, \\
\bar{b}_{13} &= \bar{b}_1 b_{13}^{(1)} + \bar{b}_2 b_{13}^{(2)} + \bar{b}_3 b_{13}^{(3)} = \bar{b}_{31}, \\
\bar{b}_{22} &= \bar{b}_1 b_{22}^{(1)} + \bar{b}_2 b_{22}^{(2)} + \bar{b}_3 b_{22}^{(3)}, \\
\bar{b}_{23} &= \bar{b}_1 b_{23}^{(1)} + \bar{b}_2 b_{23}^{(2)} + \bar{b}_3 b_{23}^{(3)} = \bar{b}_{32}, \\
\bar{b}_{33} &= \bar{b}_1 b_{33}^{(1)} + \bar{b}_2 b_{33}^{(2)} + \bar{b}_3 b_{33}^{(3)}
\end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned}
b_{11}^{(1)} + b_{11}^{(2)} + b_{11}^{(3)} &= K, \\
b_{12}^{(1)} + b_{12}^{(2)} + b_{12}^{(3)} &= 0, \\
b_{13}^{(1)} + b_{13}^{(2)} + b_{13}^{(3)} &= 0, \\
b_{22}^{(1)} + b_{22}^{(2)} + b_{22}^{(3)} &= K, \\
b_{23}^{(1)} + b_{23}^{(2)} + b_{23}^{(3)} &= 0, \\
b_{33}^{(1)} + b_{33}^{(2)} + b_{33}^{(3)} &= K.
\end{aligned} \quad (21)$$

lesznek, ahol a jelölésekre nézve egyrészt (16)-ra utalunk, másrészt

Ennek megfelelően a \mathbf{B} mátrix elemei:

$$\begin{aligned}
b_{11} &= Kb_1 - (b_1 - b_2) \left[b_{12}^{(2)} + b_{12}^{(3)} \right], \\
b_{12} &= - (b_1 - b_2) \left[b_{11}^{(2)} + b_{11}^{(3)} \right], \\
b_{13} &= - (b_1 - b_2) \left[b_{13}^{(2)} + b_{13}^{(3)} \right], \\
b_{22} &= Kb_1 - (b_1 - b_2) \left[b_{22}^{(2)} + b_{22}^{(3)} \right], \\
b_{23} &= - (b_1 - b_2) \left[b_{23}^{(2)} + b_{23}^{(3)} \right], \\
b_{33} &= Kb_1 - (b_1 - b_2) \left[b_{33}^{(2)} + b_{33}^{(3)} \right]
\end{aligned} \quad (22)$$

lesznek. **B** diagonalizálása nyomán a

$$\Lambda = Kb_1 E - (b_1 - b_2) \begin{pmatrix} \lambda_{\max} & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_{\text{int}} & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_{\min} \end{pmatrix} \quad (23)$$

kifejezés áll elő, amelyben **E** az egységmátrix, λ -val pedig a (22) kifejezésben szögletes zárójelben álló elemekkel rendelkező mátrix sajátértékeit jelöltük.

A (19) egyenletből kiindulva, \bar{B} diagonalizálása a

$$\bar{\Lambda} = K\bar{b}_1 E - (\bar{b}_1 - \bar{b}_2) \begin{pmatrix} \lambda_{\max} & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_{\text{int}} & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_{\min} \end{pmatrix} \quad (24)$$

egyenletre vezet, amelyben a kiírt diagonális mátrix ugyanaz, mint (23)-ban. A (23) és (24) egyenletek együttesen azt jelentik, hogy akár nyújtott ($b_1 > b_2$ és $\bar{b}_1 > \bar{b}_2$), akár lapított ($b_1 < b_2$ és $\bar{b}_1 < \bar{b}_2$) szemcsékre az indukált és TRM szuszceptibilitások főirányai egybeesnek, vagyis a maximum a maximummal, a minimum a minimummal párosul.

A relatív fõszuszceptibilitások a — TRM-re

$$q \left[\frac{K\bar{b}_1 - (\bar{b}_1 - \bar{b}_2) (\lambda_{\max}, \lambda_{\text{int}}, \lambda_{\min})}{K (\bar{b}_1 + 2\bar{b}_2)} \right],$$

— az indukált mágnesezettségre

$$p \left[\frac{Kb_1 - (b_1 - b_2) (\lambda_{\max}, \lambda_{\text{int}}, \lambda_{\min})}{K (b_1 + 2b_2)} \right]$$

lévén, eleget tesznek a (6) relációnak, ahol most

$$s_0 = \frac{(b_1 - b_2) (\bar{b}_1 + 2\bar{b}_2)}{(\bar{b}_1 - \bar{b}_2) (b_1 + 2b_2)}.$$

Az anizotrópiát jellemző maximális és minimális relatív fõszuszceptibilitások különbsége a TRM-re

$$\frac{(\bar{b}_1 - \bar{b}_2) (\lambda_{\max} - \lambda_{\min})}{K (\bar{b}_1 + 2\bar{b}_2)},$$

az indukált mágnesezettségre

$$\frac{(b_1 - b_2) (\lambda_{\max} - \lambda_{\min})}{K (b_1 + 2b_2)},$$

és a kettõ hányadosa ($1/s_0$ = TRM-anizotrópia/indukált remanencia-anizotrópia) — az izotrópia esetét kivéve — mindig nagyobb 1-nél.

Pl. $N_x \rightarrow 0$ ($N_y \rightarrow 0,5$) esetén (hosszú, tű alakú szemcsék) $1/s_0$ a

$$\frac{6+\kappa}{\kappa},$$

$N_x \rightarrow 1$ esetén ($N_y \rightarrow 0$) esetén (lapos, korong alakú szemcsék) pedig

$$\frac{1,5+\kappa}{\kappa}$$

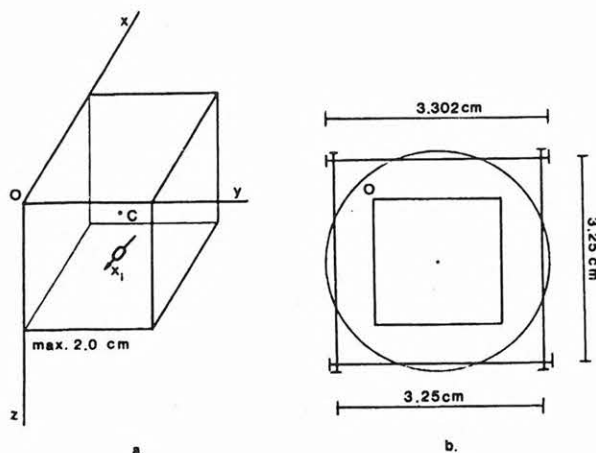
értékhez tart.

Hasonlóan az egydoménû szemcseösszettségre kapott eredményekhez a többdoménû szemcseösszettségre vonatkozó eredmények általános érvényűek, tehát függetlenek a szemcsék konkrét eloszlásától.

A modell (kőzet)minta

A szemcseanizotrópia (és így a mágneses refrakció) modellezéséhez derékszögű, hasáb alakú mintákat használunk. A mintahasáb élei a koordináta-rendszer tengelyeivel párhuzamosak, és az élek hossza maximálisan 2 cm lehet (2. ábra). A mintahasáb pontos élhosszúságait egy tetszőlegesen megválasztható rácstávolság szabja meg, amely mindhárom él mentén ugyanaz a d -áll. darab érték. Az élek felosztásával egyenletes rácsháló áll elő, amelynek rácspontjait azonos méretű és azonos saját mágneses szuszceptibilitású, forgási ellipszoid alakú mágneses szemcsékkel töltjük be. Kétféle betöltést alkalmazunk.

- 1) Teljes betöltés esetén az összes rácspontba kerül mágneses szemcse.
- 2) Részleges betöltés esetén azt írjuk elő, hogy a rácspontok hány %-ban legyenek mágneses szemcsék. Maga a betöltés véletlenszerűen történik, egyenletes eloszlású véletlen számokat generáló eljárás [KIRKPATRICK, STOLL 1981] felhasználásával. Egy (egyébként tetszőleges) vezérlő konstans értékének magadásával előáll a kívánt %-os betöltöttség. A vezérlő konstansnak más értéket adva egy másik realizációt kapunk, ugyanolyan %-os betöltöttséggel.



2. ábra. a. A modellminta az x, y, z koordináta-rendszer tengelyeivel párhuzamos élű hasáb, amelynek maximális élhossza mindhárom irányban 2 cm lehet. x_i az i -edik egytengelyű, ellipszoidális szemcséhez rendelt koordináta-rendszer x tengelye. b. A modellminta középpontjában (C) centrált három ortogonális felvevő tekercspár a $(-x)$ irányból nézve (méretek kissé torzítva)

Fig. 2. a. The model sample is a cube with 2 cm edge or any orthogonal prism within it having sides parallel to those of the cube. The shape and size of the magnetic particles are uniform throughout the sample, the former being an ellipsoid of revolution. The x -axis of each grain (x_i) coincides with the axis of symmetry. b. Three orthogonal pairs of pick-up coils centred at C, the centre of the model sample, as seen from the negative x -direction (not to scale)

A rácsot (teljesen vagy részben) betöltő szemcsék orientálása szimmetriatengelyük azimutjának és dőlésének megadásával történik. Az azimut a szemcsetengely vízszintes (xz síkra vett) vetületének a modell x tengelyével bezárt szöge, a dőlés pedig a szemcsetengelynek a saját vízszintes vetületével alkotott szöge (2. ábra). A szemcsék azimutját és dőlését megadott határok között egyenletes eloszlású sokaságból véletlenszerűen választjuk ki. Egyetlen realizáció előállításához két (egyébként tetszőleges) vezérlő konstans értékének beállításával történik. Az egyik a szemcseszimmetriatengely, a másik a szemcsedőlés határa. Ha ugyanazon azimut- és dőléshatárok mellett a változókat valamelyikének vagy mindkettőnek új értéket adunk, akkor egy olyan új modellt generálhatunk, amelynek statisztikai tulajdonságai (mágneses szövete) változatlanok maradnak. A mágneses szövet a szemcsék azimut-, és dőléshatárainak megváltoztatásával szabályozható. A vázolt módon tetszőleges szemcseszimmetria fokok (beleértve az izotrópia esetét is, amikor a szemcsék orientációja rendezetlen) állíthatók be.

A szemcseszimmetriához tartozó lemagnezési tényezőket (a : a szemcseszimmetriatengelye, b : a haránttengely) nyújtott ellipszoidra az

$$N_a = \frac{1-e^2}{e^2} \left\{ \frac{1}{2e} \ln \frac{1+e}{1-e} - 1 \right\},$$

$$N_b = \frac{1}{2} \left\{ \frac{1}{e^2} - \frac{1-e^2}{2e^3} \ln \frac{1+e}{1-e} \right\},$$
(25)

ahol e az ellipszoid excentricitása, azaz

$$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a} \quad a > b,$$

lapított ellipszoidra pedig az

$$N_a = \left\{ \frac{1}{e^2} - \frac{\sqrt{1-e^2}}{e^3} \arcsin e \right\},$$

$$N_b = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\sqrt{1-e^2}}{e^3} \arcsin e - \frac{1-e^2}{e^2} \right\},$$
(26)

ahol most

$$e = \frac{\sqrt{b^2 - a^2}}{b}, \quad b > a$$

formulák alapján [NAGATA 1961] számoljuk.

A modellminta mágnesezettsége

A modellminta mérhető mágnesezettsége a szemcsék mágneses momentumainak köszönhető. A szemcsék mágneses momentumot a mágnesező tér hatására vesznek fel. Egy-egy szemcsé indukált és termoremanens momentumai és a mágnesező tér közti összefüggéseket az elméleti részben mind egydoménű, mind többdoménű szemcsékre megadtuk. A mágnesező tér egy-egy szemcsé helyén

- kölcsönhatásmentes esetben a külső tér, illetve
- a külső tér és a környező szemcsék mágneses tereinek vektori eredője, ha a mágneses kölcsönhatást is figyelembe vesszük.

Modelljeink mágnesezettségét mind az „a” mind a „b” esetre meghatározzuk. Környező szemcsék alatt a kiválasztott szemcsén centrált, $3 \times 3 \times 3$ -as, $5 \times 5 \times 5$ -ös és $7 \times 7 \times 7$ -es alrács rácspontjaiban helyet foglaló szemcséket értjük. Ily módon minden egyes modellt kiszámolunk a kölcsönhatás elhanyagolásával, valamint annak három különböző nagyságú környezetben történő figyelembevételével is.

A kölcsönhatás számításakor bármely környező szemcsé mágneses terét dipóltérnek fogjuk fel és hatását a kiválasztott szemcsé centrumára vonatkoztatjuk. Egy-egy környező szemcsé indukált mágneses momentumát a (11) (egydoménű eset), illetve a (15) (többdoménű eset) formulák alapján számoljuk. Ugyanezen szemcsék termoremanens momentumait a kölcsönhatás hőmérsékletén, azaz a TRM blokkolási hőmérsékletén, egydoménű szemcsére a (13) formulával adott érték 0,4-szeresével, többdoménű szemcsére pedig az

$$m_{x_i} = v_i \frac{H_{x_i}}{N_{x_i}}, \quad m_{y_i} = v_i \frac{H_{y_i}}{N_{y_i}}, \quad m_{z_i} = v_i \frac{H_{z_i}}{N_{z_i}}$$

formulákkal számítjuk ki [STACEY, BANERJEE 1974].

A modell külső lapjain és azok közelében helyet foglaló szemcsék esetében a kölcsönhatás számításához a mintát rács-síkokkal egészítjük ki, amelyek szemcsékkel való betöltése statisztikailag azonos a modellmintáéval, noha a modellmintákhoz a pluszrétegeket nem számoljuk hozzá, ui. a gyakorlatban — a minták kivágásakor — ezeket eltávolítják.

A modellminta mágnesezettségének és anizotrópiájának meghatározása

A mágnesezettség meghatározására közetgenerátoros mérést szimulálunk. Három pár azonos, ortogonális felvevő tekercset (valójában egymenes kör alakú hurkot) tételezünk fel közel Helmholtz-féle elrendezésben (2. ábra). Egy-egy felvevő tekercs felületét összesen 137 db 0,5 cm oldalhosszúságú négyzettel fedjük le és minden egyes ilyen négyzet középpontjára kiszámítjuk a modellt alkotó összes szemcse mágneses terének a tekercs felületére merőleges komponensét, majd ennek a tekercs felületére vett átlagát. A tekercspárok távolsága 3,25 cm, a felvevő tekercsek sugara pedig az említett felosztás mellett 3,302 cm. (Ezek a méretek a JR-4 közetgenerátor felvevő tekercsének méreteire hasonlítanak). Az adott geometria mellett, a mágneses tér (fluxus-sűrűség) bármely derékszögű komponensének a megfelelő tekercspár felületére vett átlaga egyetlen, a tekercsek geometriai középpontjában elhelyezett pontszerű mágneses terével a

$$\begin{pmatrix} \bar{B}_x \\ \bar{B}_y \\ \bar{B}_z \end{pmatrix} = c \begin{pmatrix} B_{0x} \\ B_{0y} \\ B_{0z} \end{pmatrix}$$

kapcsolatban van, ahol az adott geometria mellett $c=0,8609$, továbbá

$$\begin{pmatrix} B_{0x} \\ B_{0y} \\ B_{0z} \end{pmatrix} = \frac{2 \cdot 10^{-7}}{r_0^3} \begin{pmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z \end{pmatrix}, \quad (28)$$

míg $M(M_x, M_y, M_z)$ a pontszerű mágnes mágneses momentuma. Míthogy $M = JV$, ahol V a modellminta térfogata, J a mágnesezettsége, a mágnesezettségre vonatkozó formula a következő:

$$\begin{pmatrix} J_x \\ J_y \\ J_z \end{pmatrix} = \frac{0,249 \cdot 10^3}{V} \begin{pmatrix} \bar{B}_x \\ \bar{B}_y \\ \bar{B}_z \end{pmatrix}$$

($[J] = A/m$, $[V] = m^3$, $[B] = tesla$).

A modellezés céljának megfelelően, egyrészt az indukált, másrészt a termoremanens mágnesezettség, illetve szuszceptibilitás anizotrópiáját óhajtjuk meghatározni. Mivel az (1) egyenletben szereplő A szuszceptibilitás tenzornak hat független eleme van, A meghatározásához legalább hat különböző mágnesező térirány mellett végzett mágnesezettség mérés szükséges.

A számítógép által meghatározott mérési eredmény gyakorlatilag hibamentes, így praktikus célokra a hat irányban végzett mérés elegendően pontos eredményt szolgáltat. A programok ellenőrzési stádiumában mi a KLY-1 szuszceptibilitás mérő híd elvét alkalmaztuk [JELINEK 1974], amely szerint a modell mágnesezettségét, illetve annak térirányú komponensét 15, az ún. „rotatable design” szerint megválasztott, mágnesező térirány mellett 15-ször kell megmérni. A 15 irány közül azonban 6 (3×2) egy-egy kiválasztottnak pontosan az ellentettje és így nem ad új eredményt. A maradék, független adatokat szolgáltató 9, illetve végül alkalmazott 6 térirányt az 1. táblázat mutatja.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
D°	135	45	0	270	90	90	0	0	0
I°	0	0	0	45	45	0	-45	45	90
		1	2		3	4		5	6

1. táblázat. A mágnesező tér iránya kilenc, illetve hat mérési helyzetben

Table 1. Direction of the external, magnetizing field in the nine, respectively six measuring positions
D and I are the declination and inclination of the direction of the external field relative to the model sample

D és I a mágnesező tér deklinációja és inklinációja a minta koordináta-rendszerében. A kilenc vagy hat mérésnek megfelelően ugyanannyi iránymenti mágnesezettséget (J_H) számítunk a

$$J_H = J H / H$$

formula alapján, ahol H/H a mágnesező tér irányába eső egységvektor, J pedig a modell mágnesezettsége, amelynek komponensei a (29) egyenletben szerepelnek.

A modellező programok bemeneti file-jai a következő adatokat tartalmazzák:

- 1) A mérési irányok száma, (minimálisan 6), azaz hány különböző külső mágnesező térirány mellett történik számítás.
- 2) Az élhossz és rács távolság.
- 3) Az első és utolsó rácpont sorszáma az x , y és z irányban.
- 4) A betöltés: teljes (1) vagy részleges (2).
- 5) A betöltés százaléka.
- 6) A betöltésre kerülő szemcsék mérete (a és b tengely).
- 7) A szemcsék saját szuszceptibilitása.
- 8) A betöltést vezérlő konstans értéke.
- 9) A szemcseazimutot és szemcsedőlést vezérlő konstansok értékei.
- 10) A szemcseazimut alsó és felső határa.
- 11) A szemcsedőlés alsó és felső határa.
- 12) A külső mágnesező tér iránya és nagysága az 1. pontban megadott számú különböző irányban (1. táblázat).
- 13) Készüljön gyakorisági diagram: (1) igen, (2) nem.

A modellezés eredményeként a kimeneti file-ok a kölcsönhatásmentes és a 3 különböző kölcsönhatás-

sal számolt eseteknek megfelelően 4-szer (minimálisan) 6 iránymenti fluxussűrűség értéket tartalmaznak, amelyek a (27)–(29) formulák alkalmazásával iránymenti mágnesszettség, majd H -val való osztással iránymenti szuszceptibilitás értéké alakíthatók (ha szükséges).

Ezenkívül egy részletes lista is készül, amely tartalmazza az összes bemeneti adatot, a minta mágneses terének derékszögű komponenseit és az iránymenti térorróságokat a különböző külső mágnessző térirányoknak megfelelően, továbbá opcionálisan a szemcseirányok (a szemcsék szimmetriatengelyének irányai) gyakorisági adatait és a megfelelő hisztogramot.

Külön program gondoskodik az anizotrópia jellemzőinek meghatározásáról, amelynek kimenetén az anizotrópia magnitúdó-ellipszoid sajátértékeit és sajátirányait kapjuk meg, továbbá a sajátértékekből levezetett anizotrópia paramétereket. Ezek

- 1) az anizotrópia foka (P = maximális tengely/minimális tengely)
- 2) a lineáció (L = maximális tengely/intermedier tengely)
- 3) a foliáció (F = intermedier tengely/minimális tengely)
- 4) ellipszoid alakja ($E = F/L$).

Kiszámítjuk még az anizotrópia ellipszoid (!) lapultságát, a maximális refrakció nagyságát ((4) egyenlet) és szögét ((5) egyenlet). Ezek a számítások is négyszer futnak le a kölcsönhatásmentes és a három különböző kölcsönhatással számított eseteknek megfelelően.

Diszkusszió és konklúzió

A modellszámítások a jelenleg rendelkezésre álló PC-ken meglehetősen időigényesek. Egyetlen rácspont járulékanak kiszámítása a minta mágneses teréhez átlagosan 1,5–2 másodpercet vesz igénybe, ami ésszerűen mintegy 10^4 rácspontból álló modellek futtatását engedi meg.

A programokat kimerítően ellenőriztük, amelyek során különféle szemcsealakokkal számoltunk ($a/b=1,0, 1,25, 1,49, 2,08$). Emellett változtattuk a betöltés százalékát (100%, 75%, 50%, 20%, 5%), a modell mágneses szövetét (izotrópia, lineáció, foliáció), valamint — a többdoménű modellek esetében — a szemcsék saját mágneses szuszceptibilitását ($\kappa=0, 1, 10, 12, 17, 25, 50, 100$, és 10^6 SI egység).

A szemcsék közötti mágneses kölcsönhatás elhanyagolásával kapott eredmények nagy pontossággal eleget tesznek az elméletnek (1. Szemcsealak anizotrópia elmélet című fejezet). A valóság feltehetően jobb közelítése viszont a kölcsönhatást is figyelembe vevő modellezéstől várható. A szemcsék közötti magnetosztatikus kölcsönhatás természetesen csak akkor jelentős, ha a szemcsék elég közel vannak egymáshoz. Ezekre a modellekre általában a maximális refrakció nagyságának és irányának megváltozása jellemző a kölcsönhatás nélküli modellekhez képest.

Különösen érdekes az „izotrop” modellek esete. Izotropnak azt a modellt nevezzük, amelyben a szemcsetengelyek térbeli irányítottága rendezetlen, tehát nincs kitüntetett irány, mint a lineációnál, illetve kitüntetett sík, mint a foliációnál. 100%-os betöltöttség mellett $21 \times 21 \times 21 = 9261$ rendezetlen irányítású szemcsét tartalmazó modellek gyakorlatilag mágnesesen izotropnak mutatkoznak. A betöltés százalékanak csökkentésével viszont mágneses anizotrópia lép fel, amely maximumát ezekben a modellekben a 20% körüli betöltöttségnél éri el. A maximális anizotrópia a szemcsék közelségével és nyújtottságával növekszik. A betöltés csökkentése valószínűleg azért jár a mágneses anizotrópia növekedésével, mert a szemcseszám csökkenésével nyilván a rendezetlenség romlik és ez valamilyen mágneses szövet kialakulásához vezet.

Mindezek illusztrálására szolgál a 2. táblázat, amely rendezetlen irányítású, többdoménű magnetit szemcsékkel ($a = 20 \mu\text{m}$, $b = 13,42 \mu\text{m}$, $\kappa = 17$ SI egység) betöltött $21 \times 21 \times 21$ -es modell (rácstávolság = $0,05 \text{ mm}$, élhossz = 1 mm) indukált és TRM-anizotrópiájának néhány jellemzőjét tartalmazza. 100%-os betöltöttség esetében a modellminta magnetitartalma 13,97 térfogatszázalék.

Kissé elnyúltabb magnetit szemcsék ($a = 25 \mu\text{m}$, $b = 12 \mu\text{m}$, $\kappa = 50$ SI egység) egymáshoz közelebb (rácstávolság = $0,04 \text{ mm}$, élhossz = $0,8 \text{ mm}$), 20%-os betöltés mellett a kölcsönhatás nélküli modellben $P = 1,09$ -t és $R_{\text{max}} = 2,6^\circ$ -ot, kölcsönhatás mellett pedig $P = 1,19$ -t és $R_{\text{max}} = 5^\circ$ -ot adnak a TRM-anizotrópia fokára, illetve a maximális refrakció szögére.

További illusztrációként szolgál a 3. táblázat, amelynek adatai egy szintén $21 \times 21 \times 21$ rácspontból álló modellre vonatkoznak. A modell szemcséi egydoménű magnetitek ($a = 0,02 \mu\text{m}$, $b = 0,0134 \mu\text{m}$). A rácstávolság $0,6 \times 10^{-4} \text{ mm}$, a modell élhossza $0,12 \times 10^{-3} \text{ cm}$. A rácspontok betöltöttsége 20% (100%-os betöltöttség mellett a magnetit szemcsék térfogatszázaléka 8,086).

Említésre méltó, hogy az egydoménű modellben (3. táblázat) a maximális refrakció, az indukált mágnesszettség esetében kissé csökkent a kölcsönhatás figyelembevétele mellett, a TRM esetében pedig jelentősen megnövekedett a kölcsönhatás elhanyagolásával számolt modellhez képest. Megjegyezzük, hogy a rác betöltését és a szemcsetengelyek irányát vezérlő konstansok, valamint a/b értékei mind a többdoménű, mind az egydoménű modellben ugyanazok voltak, úgyhogy a 3. táblázat TRM anizotrópia főirányai és a 2. táblázat utolsó sorában álló indukált és TRM-anizotrópiák főirányai a kölcsönhatás mentes esetben azonosak (vö. Szemcsealak anizotrópia elmélet).

A modellezés lehetőségei a bemutatott példákkal távolról sincsenek kimerítve, a munka azonban az ellenőrzött programok birtokában tovább folytatható.

Konklúzióként már az eddigi eredmények birtokában is leszögezhető, hogy a modellszámítások során a magnetosztatikus kölcsönhatás nem hanyagolható el. Az is nyilvánvalóvá vált, hogy a magmás kőzetek és égetett agyagok TRM-jének kisebb-nagyobb szórása, esetenként egy-egy irány nagyobb eltérése a többiekétől inkább szabálynak, mint kivételnek tekintendő.

Betöltés %-a		Indukált mágnesezettség				Termoremanens mágnesezettség			
		Kölcsönhatás nélkül	3x3x3	5x5x5	7x7x7	Kölcsönhatás nélkül	3x3x3	5x5x5	7x7x7
100	P	1,006	1,006	1,006	1,006	1,014	1,014	1,012	1,013
	R_{max}	0,18	0,18	0,16	0,16	0,42	0,40	0,40	0,40
50	P	1,009	1,046	1,05	1,05	1,02	1,06	1,07	1,07
	R_{max}	0,26	1,30	1,40	1,50	0,60	1,70	1,90	1,90
20	P	1,02	1,05	1,05	1,05	1,05	1,09	1,09	1,08
	R_{max}	0,60	1,50	1,50	1,50	1,40	2,40	2,40	2,30

2. táblázat. A P anizotrópia fok, illetve az R_{max} maximális refrakció szögének alakulása egy többdoménú modellben
 Table 2. Anisotropy degree (P) and angle of maximum refraction (R_{max}) for induced and thermoremanent magnetizations in some models containing multidomain particles.
 The leftmost column shows in percentage the occupied sites in the lattice with respect to all sites. Data are shown for models in which particle interaction is first neglected (left) then taken into account in three increasingly larger volumes i.e. in a $3 \times 3 \times 3$, $5 \times 5 \times 5$ and $7 \times 7 \times 7$ cell around each particle

		Indukált mágnesezettség				Termoremanens mágnesezettség			
		Kölcsönhatás nélkül	3x3x3	5x5x5	7x7x7	Kölcsönhatás nélkül	3x3x3	5x5x5	7x7x7
Max.	D	17,1	60,5	62,5	62,1	297,1	299,1	296,0	295,4
	I	-5,4	11,4	9,6	8,2	61,6	-27,7	-22,2	-36,8
Int.	D	104,3	149,8	152,8	151,9	104,3	111,2	106,1	105,4
	I	27,8	-3,4	2,0	-1,6	27,8	-62,1	-67,5	-52,8
Min.	D	297,1	223,5	254,5	230,9	197,1	27,4	24,6	21,8
	I	61,6	78,0	80,2	81,6	5,4	3,3	3,5	4,8
P		1,07	1,04	1,05	1,05	1,16	1,67	1,65	1,69
L		1,05	1,03	1,04	1,04	1,05	1,10	1,07	1,07
F		1,02	1,01	1,01	1,01	1,12	1,52	1,55	1,58
R_{max}		2,1	1,2	1,3	1,4	4,2	14,5	14,2	14,8

3. táblázat. A fő anizotrópia irányok és anizotrópia paraméterek, valamint a maximális refrakció szögének alakulása egydoménú modellben

Table 3. Directions of the principal anisotropy axes of induced and thermoremanent magnetizations and the main anisotropy parameters for a model containing single domain particles
 D, I : declination, respectively inclination of the principal anisotropy axes relative to the model sample; P, L , and F : anisotropy degree, lineation and foliation; R_{max} : maximum refraction angle. Data are shown for a model in which particle interaction is first neglected (left) then taken into account in three increasingly larger volumes i.e. in a $3 \times 3 \times 3$, $5 \times 5 \times 5$ and $7 \times 7 \times 7$ cell around each particle

A szerzők ezúton fejezik ki köszönetüket Prof. Dr. F. HELLERnek és az Eidgenössische Technische Hochschule (Zürich)-nek, hogy egy rövid projekt keretében számításokat végezhettek az ETH WAX számítógépén. Ugyancsak köszönet illeti a Svájci Nemzeti Tudományos Alapítványt (Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) a zürichi projekt összes költségének fedezéséért.

A munka OTKA támogatással készült (OTKA témapályázat nyilvántartási száma: 2128/342 1113).

- JELINEK V. 1977: Statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. Geofyzika, Brno
- KIRKPATRICK S., STOLL E. P. 1981: A very fast shift-register sequence random number generator. Journal of Computational Physics, 40, 517-526
- NAGATA T. 1961: Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo
- STACEY F. D., BANERJEE S. K. 1974: The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam-London-New York
- STEPHENSON A., SADIKUN S., POTTER D. K. 1986: A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. Geophys. J. R. Astr. Soc., 84, 185-200

A MAGSAT mesterséges hold mágneses méréseinek feldolgozása III., az ekvivalens mágneses réteg eloszlása az európai régióban¹

WITTMANN GÉZA², KIS KÁROLY³

A mágneses ekvivalens réteg mágneses dipólusmomentumának eloszlása került meghatározásra az európai régióban, a MAGSAT mesterséges hold méréseiből levezetett vertikális, mágneses anomáliákból. A vertikális mágneses anomáliák 6770 km sugarú gömb felületén állnak rendelkezésre $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ méretű hálózatban. Az ekvivalens réteg mágneses momentuma azzal a feltételezéssel került meghatározásra, hogy a felszínen elhelyezkedő dipólusok momentuma a földi mágneses tér irányába orientált. $4^\circ \times 4^\circ$ kiterjedésű hálózat felhasználásával a mágneses momentum értékeit minimum-feladat megoldásából lehet meghatározni a hálózat középpontjában. A célfüggvény a mért és számított adatok különbségének négyzetösszegéből áll. A minimum-feladat megoldása gradiens módszerrel történt. A meghatározott dipólusmomentumok $3,5 \times 10^{15} - 1,05 \times 10^{16} \text{ Am}^2$ intervallumba estek, a becült értékek maximális szórása $6,12 \times 10^{14} \text{ Am}^2$. A dipólusmomentum eloszlás térképe jól kifejezi az európai régió regionális geológiai szerkezetét.

G. WITTMANN, K. KIS : Interpretation of the magnetic measurements of the MAGSAT, part III, estimation of the dipole moment of equivalent layer in the European region

The distribution of magnetic dipole moment of the equivalent layer is determined for the European region using the vertical magnetic data derived from the magnetic measurements of the MAGSAT satellite. The vertical magnetic anomaly data are distributed on a sphere of the radius 6770 km in a grid of $0.2^\circ \times 0.2^\circ$. It is supposed the magnetic dipoles are positioned on the surface (given by the radius of 6770 km) and oriented into the direction of the Earth's magnetic field. Using the anomaly data for all grids of $4^\circ \times 4^\circ$ the value of magnetic moments is determined by the solution of a minimum problem for the centre of the grid. The objective function consists in the minimization of the misfit function. The problem is solved by the gradient method. The determined value of the magnetic moments is in the interval of $3.5 \times 10^{15} - 1.05 \times 10^{16} \text{ Am}^2$ and the maximum of its standard deviation is $6.12 \times 10^{14} \text{ Am}^2$. The determined map of distribution of the magnetic moments express the regional geologic features of the European region.

Bevezetés

A mesterséges holdak mágneses méréseinek feldolgozása lehetővé teszi kontinentális méretű területekre, vagy az egész Földre kiterjedően az ekvivalens mágneses réteg, a látszólagos mágnesezettség, illetve a látszólagos szuszceptibilitás meghatározását.

Az ekvivalens réteg alatt azt a Föld felszínén elhelyezkedő, rögzített pontokban felvett dipólusmomentum eloszlást értik, amelynek momentuma a földi mágneses tér irányába mutat és az általa létrehozott mágneses tér ekvivalens a mért térrel. A földkéreg látszólagos mágnesezettsége úgy határozható meg, hogy a dipólusmomentum rögzített vastagságú kéregoszlop középpontjában helyezkedik el, és a kéregoszlop látszólagos mágnesezettségét a dipólusmomentum és a kéregoszlop térfogatának hányadosa szolgáltatja. A látszólagos szuszceptibilitást a látszólagos mágnesezettség és a földi mágneses tér hányadosa szolgáltatja. Az ekvivalens réteg mágnesezettségének, vagy a földkéreg látszólagos mágnesezettségének, illetve szuszceptibilitásának eloszlásából

következtetések vonhatók le a földkéreg laterális mágnesezettségének eloszlására.

MAYHEW [1979], [1982] ekvivalens mágnesezettség eloszlást határozott meg az Egyesült Államok területére $4^\circ \times 4^\circ$ hálózatban, 40 km vastag kéreg feltételezésével. Számításaihoz a POGO 2, 4, 6 mesterséges holdak adatait használta fel.

SCHNETZLER és ALLENBY [1983] a POGO mesterséges hold méréseit használta fel az Egyesült Államok területére, az alsó kéreg mágnesezettségének meghatározására. A számításokhoz $150 \times 150 \text{ km}$ horizontális kiterjedésű szegmenseket felhasználva, az alsó kéreg átlagos mágnesezettségére $3,5 \text{ A/m}$ -t határozott meg. Az adatok szórása $1,1 \text{ A/m}$ volt. A számításokhoz $18,2 \text{ km}$ vastagságú alsó kéreg adatot használtak fel.

SCHNETZLER [1985] az Egyesült Államok területére határozta meg az alsó kéreg szuszceptibilitását a MAGSAT mesterséges hold méréseinek felhasználásával. Számításai során $150 \text{ km} \times 150 \text{ km}$ horizontális kiterjedésű kéregoszlopot használt, az alsó kéreg vastagságát $18,2 \pm 6,4 \text{ km}$ -nek tekintette. Az alsó kéreg átlagos látszólagos mágnesezettségére $3,45 \pm 1,0 \text{ A/m}$, a látszólagos szuszceptibilitás értékére $(8,7 \pm 2,4) \cdot 10^{-2}$ (SI) értéket kapott.

ARKANI-HAMED és STRANGWAY [1985] az egész Földre vonatkozó látszólagos szuszceptibilitást határozott meg a litoszférára. A hálózat mérete $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ volt, a litosféra vastagságát 50 km -nek tekintették. A számítások során feltételezték, hogy a szuszcepti-

¹Beérkezett: 1995. augusztus 7-én

²Geofizikai Szolgáltató Kft., H-1068 Budapest, Városligeti fasor 42.

³ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

bilitás a mélységtől független, csak laterálisan változik. Általában a pozitív szuszceptibilitású anomáliák az idős rifteket fedő üledékes medencékkel kapcsolatosak, míg a negatív szuszceptibilitást mutató anomáliák a hegységek területén jelentkeznek.

LANGEL [1990] összefoglaló tanulmányában ismerteti az általánosan használható eljárásokat a földkéreg látszólagos mágnesezettségének meghatározására a POGO és a MAGSAT mesterséges holdak mérési adatainak felhasználásával.

Európa regionális tektonikája

Regionális tektonikai szempontok alapján Európa négy részre tagolható: Prekambriumi Európa, Kaledóniai Északnyugat-Európa, Hercini Délnyugat-Európa és Alpi Európa. Európa regionális tektonikájának összefoglalása megtalálható FÜLÖP [1989] és RAVAT et al. [1993] munkájában.

A Prekambriumi Európa az európai kontinens legidősebb nagyszerkezeti egysége, amely csaknem az egész északkeleti részre kiterjed. A kelet-európai kratón aljzata a felső proterozoikumig kialakult, ezek

a kőzetek a Balti pajzs és az Ukrán pajzs területén a felszínen találhatók meg.

A prekambriumi magok a kratón határán kívül is megtalálhatók: a Normandiai masszívum, a Massif Central, a Vogézek, a Fekete-erdő és a Cseh masszívum területén. A kratón legidősebb kőzetei tonalitos gránit-gneisz és gránit. A kelet-európai kratón nyugati részén tektonikai aktivitás volt a jellemző a gothi és dalslandi fázisban.

A Kaledóniai Európa a brit és skandináv Kaledóniákat foglalja magába.

A hercini kvázi-platform a felső paleozoikumban alakult ki, az Ibériai-félszigettől kiindulva, az alpi frontot északról megkerülve Délnyugat-Lengyelorszáig terjed. A kelet-európai platformmal a Tornquist-vonal mentén találkozik.

Az Alpi Európa két ágból tevődik össze. Az egyik a Betikai-Kordilleráktól kiindulva Korzika északkeleti részét, az Alpokat, a Kárpátokat és a Balkán hegységet foglalja magába és a Pontidákon keresztül folytatódik Ázsiában. A másik ága a Rif-hegységből kiindulva az Afrikai kratón peremén az Atlasz hegységből, az Appenninekből, Dinaridákból és a Hellenidákból áll. Az Alpidáknak ez az ága a Tauridákon keresztül folytatódik Ázsiában (1. ábra).



1. ábra. Európa regionális tektonikai térképe [FÜLÖP 1989]

Fig. 1. Regional tectonic map of Europe [FÜLÖP 1989]

Az ekvivalens réteg mágneses dipólusmomentumának meghatározása

MAGSAT adatainak feldolgozása során rendelkezésre álltak a földkéregből származó mágneses anomáliatér x , y és z komponensei, továbbá a totális mágneses tér abszolút értéke.

A mesterséges hold magnetométerei által mért T_m mágneses tér három tényezéből tevődik össze:

$$T_m = T_{km} + T_a + T_k, \quad (1)$$

ahol T_{km} a Föld külső magjából származó mágneses tér, T_a a földkéregből származó mágneses tér, T_k a külső eredetű mágneses tér.

A MAGSAT mesterséges hold méréseiből levezetett T_a mágneses tér meghatározásának lépései megtalálhatók KIS és WITTMANN [1995] dolgozatában.

Az ekvivalens réteg mágneses dipólusmomentumának meghatározása a következő módon történt. A földkéregből származó anomáliatér komponensei rendelkezésre álltak a 6770 km sugarú gömb felületén, $0,2^\circ \times 0,2^\circ$ hálózaton, az európai régióban. Kiválasztva a 6770 km sugarú gömb felületének $4^\circ \times 4^\circ$ kiterjedésű szegmensét annak a feltételezésével, hogy ezt a mágneses teret a Föld felszínén (6370 km sugarú gömb felszínén) elhelyezkedő, a $4^\circ \times 4^\circ$ méretű szegmens középpontjában lévő, a földi mágneses tér irányába mutató dipólus mágneses tere hozta létre. A dipólus által létrehozott mágneses teret leíró képletek a Föld középpontjához rögzített, gömbi polárkoordináta-rendszerben FRESE et al. [1981], MEYER et al. [1983] dolgozatában találhatók meg. A MEYER et al. által használt képletek:

$$Z(r, \theta, \lambda) = m_d(r', \theta', \lambda') \Phi_z(r, \theta, \lambda) \quad (2)$$

és

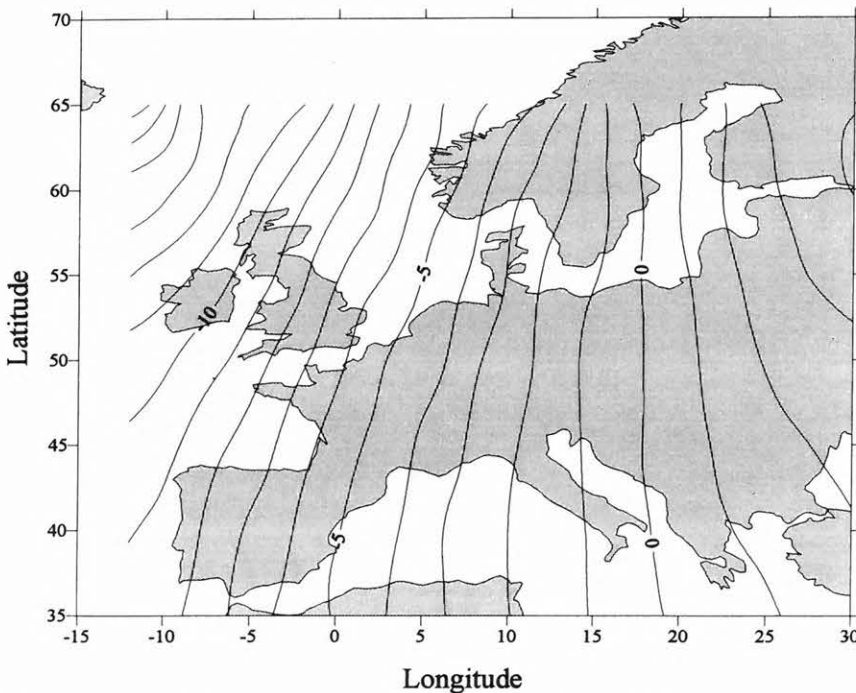
$$\begin{aligned} \Phi_z(r, \theta, \lambda) = & \frac{\mu_0}{4\pi} \left[-\sin I \left[a \left(\frac{1}{R^3} + 3r' \frac{r'a-r}{R^5} \right) - 3r' \frac{r'a-r}{R^5} \right] - \right. \\ & \left. - \cos I \cos D \left[-b \left(\frac{1}{R^3} + 3r' \frac{r'a-r}{R^5} \right) \right] + \right. \\ & \left. + \cos I \sin D \left[c \left(\frac{1}{R^3} + 3r' \frac{r'a-r}{R^5} \right) \right] \right], \quad (3) \end{aligned}$$

ahol

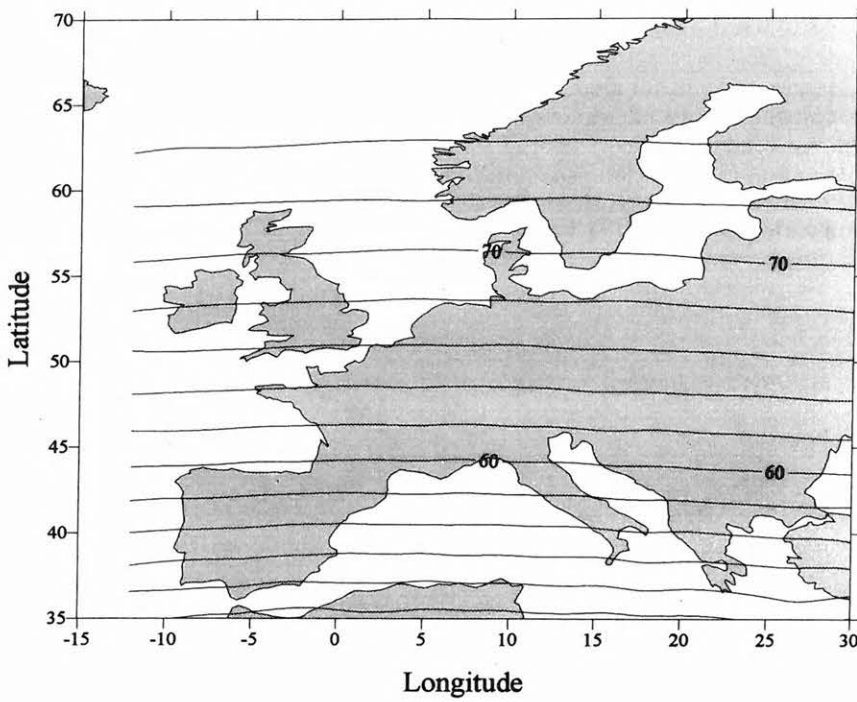
$$\begin{aligned} R &= (r^2 + r'^2 - 2rr'a)^{1/2}, \\ a &= \cos \theta \sin \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda - \lambda'), \\ b &= \cos \theta \sin \theta' - \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda - \lambda'), \\ c &= \sin \theta \sin(\lambda - \lambda') \end{aligned}$$

kerültek felhasználásra a számítások során. Az egyenletekben D és I jelenti a földi mágneses tér deklinációját és inklinációját, r' , θ' , λ' jelöli a dipólus gömbi polárkoordinátáit, míg r , θ , λ jelenti a potenciálpont gömbi polárkoordinátáit.

A számításokhoz szükséges a földi mágneses tér deklinációjának és inklinációjának ismerete. Ezek az adatok szintén meghatározhatók a MAGSAT mesterséges hold mérési adataiból. A 2. és 3. ábrán a



2. ábra. A földi mágneses tér deklinációjának eloszlása az európai régióban 1980.0 epochára, az izovonalak egysége fok
Fig. 2. The isolines of the magnetic declination for 1980.0, isogons are given in degree



3. ábra. A földi mágneses tér inklinációjának eloszlása az európai régióban 1980.0 epochára, az izovonalak egysége fok
Fig. 3. The isolines of the magnetic inclination for 1980.0, isoclines are given in degree

számításokhoz szükséges deklináció és inklináció eloszlása látható az európai régióban.

Az egyenletekben szereplő m_d mágneses dipólusmomentum értékét a Z összetevő felhasználásakor a

$$\sum_i (Z_i^{\text{mért}} - Z_i^{\text{számított}})^2 = \min \quad (4)$$

szélsőérték-feladatból lehet meghatározni. A szélsőérték-feladat megoldására a számított értéket megadó (2) egyenletet fejtsük első rendig Taylor-sorba:

$$Z_i^{\text{számított}} = Z_i^{\text{számított}}(m_{d0}) + \frac{\partial Z_i^{\text{számított}}}{\partial m_d} \Delta m_d, \quad (5)$$

ahol a derivált kifejezhető a (3) egyenlet felhasználásával:

$$\frac{\partial Z_i^{\text{számított}}}{\partial m_d} = \Phi_{zi}. \quad (6)$$

Az (5) egyenlettel meghatározott sorfejtést helyettesítsük a (4) egyenletbe, majd az egyenletet Δm_d szerint deriválva és rendezve a

$$\Delta m_d = \frac{\sum_i Z_i^{\text{mért}} \Phi_{zi} - \sum_i Z_i^{\text{számított}}(m_{d0}) \Phi_{zi}}{\sum_i \Phi_{zi}^2} \quad (7)$$

eredményt kapjuk. Az m_d dipólusmomentum értékét iterációval határozzuk meg. Legyen m_{d0} az iteráció kezdőértéke, a Δm_d meghatározása után az m_d értékét az

$$m_d = m_{d0} + \Delta m_d \quad (8)$$

összefüggéssel határozzuk meg. A vázolt eljárás 6–8 lépésben konvergál, azaz Δm_d értéke igen kicsivé válik.

A Gauss-féle hibaterjedési törvény felhasználásával a becsült paraméter (m_d) szórásnégyzete a

$$\sigma^2(m_d) = \sigma^2(Z) \sum_i \frac{\Phi_{zi}^2}{(\sum_i \Phi_{zi}^2)^2} \quad (9)$$

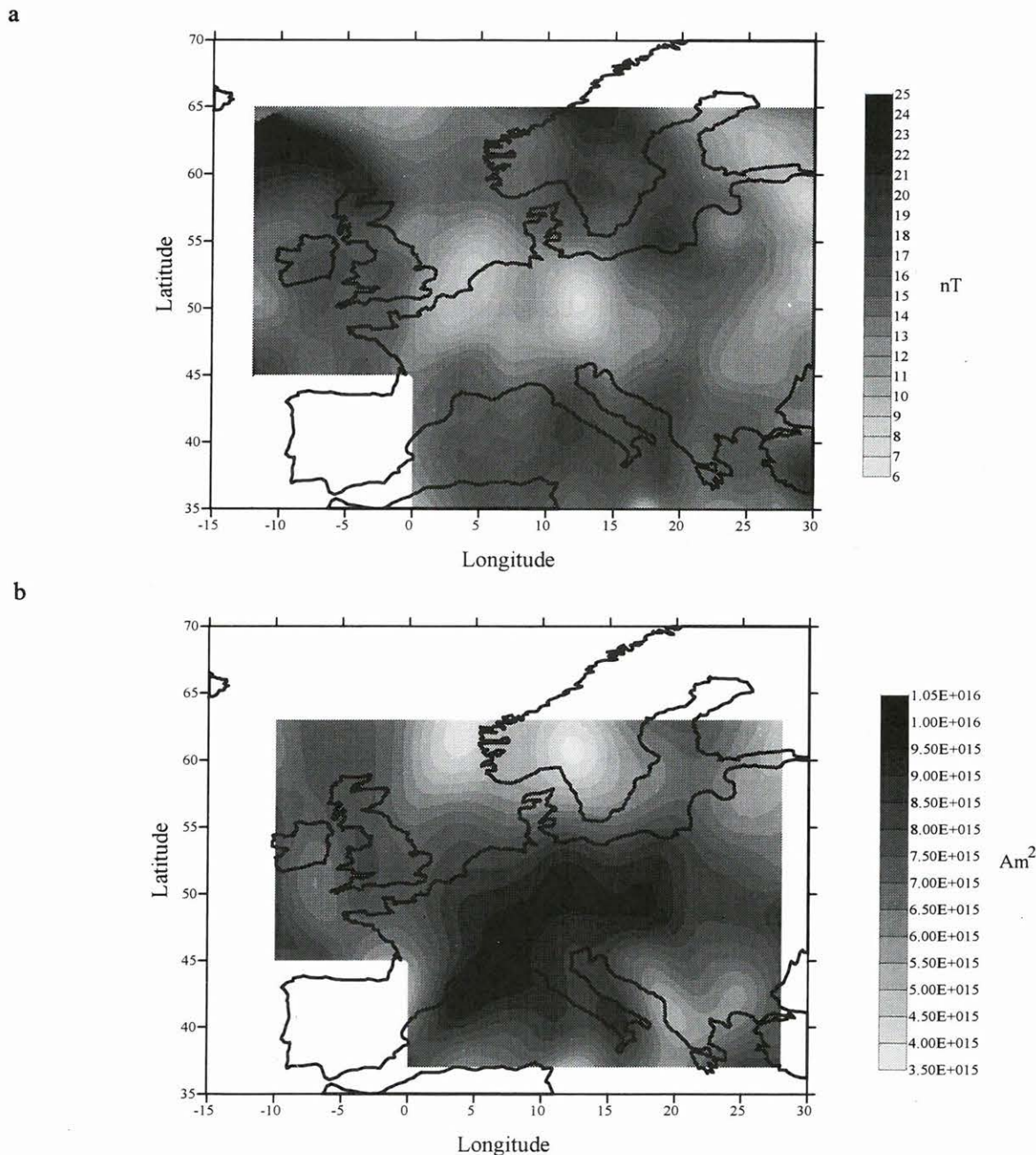
összefüggéssel határozható meg, ahol $\sigma^2(Z)$ a mágneses tér vertikális összetevőjének szórásnégyzete.

Az ekvivalens réteg dipólusmomentumának eloszlása az európai régióban

Az előbb vázolt eljárással került meghatározásra az ekvivalens réteg dipólusmomentumának eloszlása az európai régióban. Az eljárás bemenő adatait a vertikális komponens anomália értékei képezték (4a. ábra). A 4b. ábra mutatja az ekvivalens réteg dipólusmomentumának eloszlását. A (9) képlettel meghatározott szórás maximális értéke $6,12 \times 10^{14} \text{ Am}^2$ volt.

Ha az eredményeket összevetjük Európa regionális tektonikai térképével (1. ábra) akkor igen jó egyezést találunk a két térkép között.

Minimum zónával jelentkeznek az Északi-tenger közepén, Anglia és Norvégia között található Viking-árok. Záródó minimum indikálja a Norvégia és Svédország között elhelyezkedő Osterdai aulakogént. A térkép közepén található maximum dipólusmomentum eloszlással jelentkező zóna mutatja az Alpok—Kárpátok övezetét, délkeleti irányban az eloszlás mutatja a Balkán-hegységnek és a Dinaridáknak—Hellenidáknak megfelelő anomáliát. Az Ap-



4. ábra. (a) A vertikális mágneses anomáliák eloszlása az európai régióban. Az intenzitás értékek 19 fokozatú szürke skálán adóttak nT egységben. (b) A mágneses ekvivalens réteg dipólusmomentumának eloszlása az európai régióban. A dipólusmomentumok eloszlása 14 fokozatú szürke skálán Am^2 egységben adóttak

Fig. 4. (a) Vertical magnetic anomalies for the European region, intensities are given in 19 grades gray scale in nT. (b) Distribution of magnetic moment of the equivalent layer in the European region, the value of magnetic moments is given in 14 grades gray scale in Am^2

penninek zónája elkülönülő jelleget mutat. A 4b. ábrán látható térkép keleti részén felismerhető a Tornquist-vonal mentén a Kelet-európai platform határa.

Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmányba foglalt vizsgálatok az OTKA I/4. T 4377 nyilvántartási számú pályázat támogatásával készültek.

HIVATKOZÁSOK

- ARKANI-HAMED J., STRANGWAY D.W. 1985: Lateral variations of apparent magnetic susceptibility of lithosphere deduced from MAGSAT data. *Journal of Geophysical Research* **90**, B3, 2655-2664
- FRESE R. B. B. von, HINZE W. J., BRAILE L. W. 1981: Spherical earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion. *Earth and Planetary Science Letters* **53**, 69-83
- FÜLÖP J. 1989: Bevezetés Magyarország geológiájába. Akadémiai Kiadó, Budapest
- KIS K., WITTMANN G. 1995: A MAGSAT mesterséges hold mágneses méréseinek feldolgozása II., a

- mérési adatok interpolációja. *Magyar Geofizika* **36**, 2, 140-146
- LANGEL R. A. 1990: Study of the crust and mantle using surveys by MAGSAT and other satellites. *Proceeding of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences)* **99**, 4, 581-618
- MAYHEW M. A. 1979: Inversion of satellite magnetic anomaly data. *Journal of Geophysics* **45**, 119-128
- MAYHEW M. A. 1982: An equivalent layer magnetization model for the United States derived from satellite altitude magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research* **87**, B6, 4837-4845
- MEYER J., HUFEN J. H., SIEBERT H., HAHN A. 1983: Investigation of the internal geomagnetic field by means of a global model of the Earth's crust. *Journal of Geophysics* **52**, 71-84
- RAVAT D. N., HINZE W. J., TAYLOR P. T. 1993: European tectonic features observed by MAGSAT. *Tectonophysics* **220**, 157-173
- SCHNETZLER C. C. 1985: An estimation of continental crust magnetization and susceptibility from MAGSAT data for the conterminous United States. *Journal of Geophysical Research* **90**, B3, 2617-2620
- SCHNETZLER C. C., ALLENBY R. J. 1983: Estimation of lower crust magnetization from satellite derived anomaly field. *Tectonophysics* **93**, 33-45

DK-Magyarország gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése¹

KOVÁCSVÖLGYI SÁNDOR²

DK-Magyarország regionális gravitációs és földmágneses anomáliái mélyszerkezeti hatást mutatnak. A medencehatással korrigált gravitációs anomáliák hatói az alsó kéreg és a köpeny mélyreflexiók szelvények alapján megismert kiemelkedései. A regionális mágneses anomáliák hatói az alsókéreg olyan kiemelt helyzetű részei, ahol a hőmérséklet nem haladja meg a magnetit Curie-pontját.

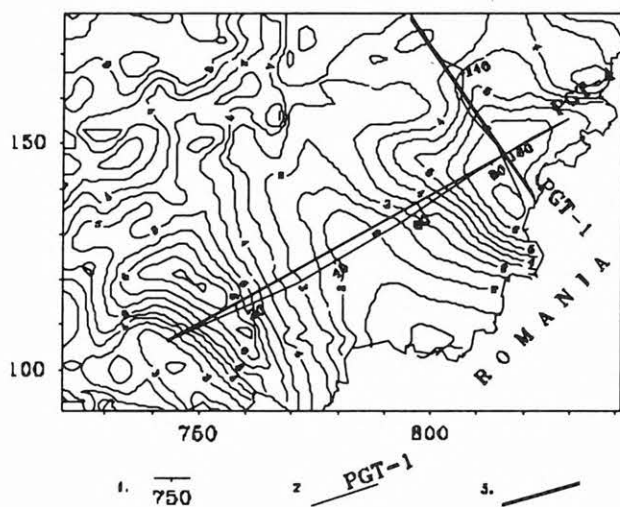
S. KOVÁCSVÖLGYI: Interpretation of gravity and magnetic anomalies in SE Hungary

Regional gravity and magnetic anomalies observed in SE Hungary show deep structural effect. Bodies causing the anomalies of the stripped gravity map are the elevations of the lower crust and mantle identified on the basis of deep reflection profiles. Bodies causing regional magnetic anomalies are elevated parts of the lower crust; their temperature does not exceed the Curie point of the magnetite.

Bevezetés

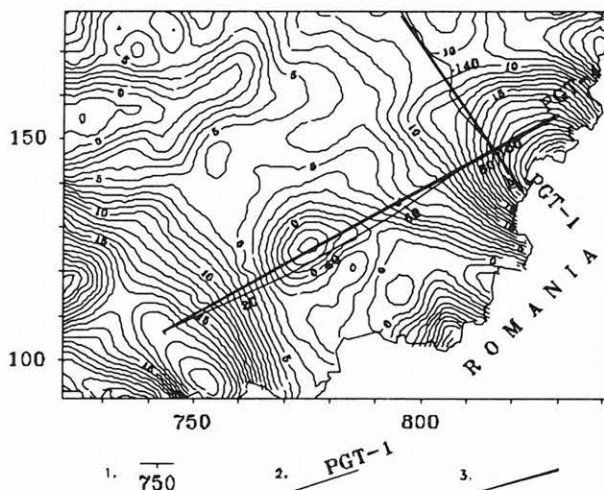
A Békési medence geofizikai sajátosságai már régóta magukra vonták a kutatók figyelmét. A mély-medenceként ismert terület (1. ábra) ugyanis mar-

káns gravitációs maximum (2. ábra), jöllehet a felszíntől 4–6 km mélységig települő alacsonyabb sűrűségű fiatal üledékes kőzetek nyilván ezzel ellentétes irányú hatást gyakorolnak a gravitációs térre. A



1. ábra. DK-Magyarország pretercier medencealjzatának mélységtérképe [KILÉNYI, SEFARA után]. 1—EOV koordináták km-ben; 2—szeizmikus mélyreflexiók szelvény nyomvonala; 3—gravitációs és földmágneses hatószámítás szelvényének nyomvonala. Az izovonalak számozása km-ben

Fig. 1. Depth to the pre-tertiary basement in SE Hungary [after KILÉNYI and SEFARA]. 1—coordinates in km; 2—deep reflection profile; 3—profile of gravity and magnetic modelling. Isolines in km



2. ábra. DK-Magyarország Bouguer anomáliatérképe. 1—EOV koordináták km-ben; 2—szeizmikus mélyreflexiók szelvény nyomvonala; 3—gravitációs és földmágneses hatószámítás szelvényének nyomvonala. Az izovonalak számozása mGal-ban

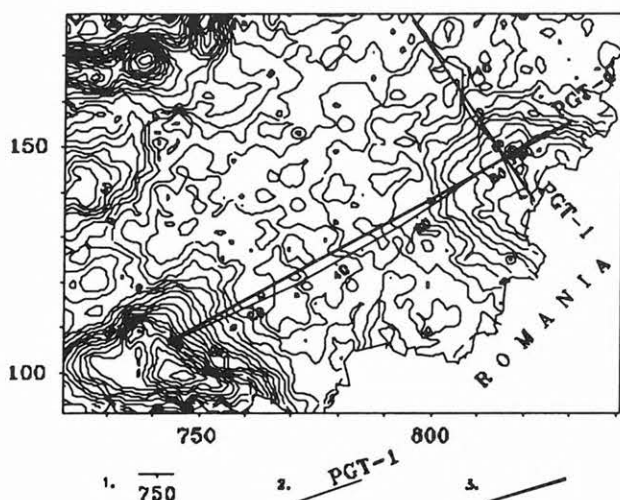
Fig. 2. Bouguer anomaly map in SE Hungary. 1—coordinates in km; 2—deep reflection profile; 3—profile of gravity and magnetic modelling. Isolines in mGal

gravitációs maximumot mágneses maximum is kíséri (3. ábra), bár az anomáliák nem fedik egymást pontosan.

POSGAY et al. 1992-ben a PGT-1 mélyreflexiók szelvényt vizsgálva a kérdéses területen kéreg-köpeny kiemelkedést mutattak ki. NEMESI és STOMFAI [1993] hatószámításokkal bizonyították, hogy a felszíni gravitációs és földmágneses anomáliák összefügghetnek a kiemelt helyzetű mélyszerkezeti elemekkel, de a modellparaméterek megválasztásakor

¹ Beérkezett: 1995. november 14-én

² Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.



3. ábra. A mágneses térerősség függőleges komponensének anomáliatérképe DK-Magyarországon. 1—EOV koordináták km-ben; 2—szeizmikus mélyreflexiók szelvény nyomvonala; 3—gravitációs és földmágneses hatószámítás szelvényének nyomvonala. Az izovonalak számozása nT-ban

Fig. 3. Map of vertical magnetic component in SE Hungary. 1—coordinates in km; 2—deep reflection profile; 3—profile of gravity and magnetic modelling. Isolines in nT

keves valós adatra támaszkodhattak. Valós mélység-adatokat a PGT-1 mélyreflexiók szelvény mélység-transzformált változata alapján kaptunk [POSGAY et al. 1994]. Az itt kimutatott alsó kéreg—felső kéreg, valamint kéreg—köpeny határfelületekkel és az e határokon az irodalom szerint feltételezhető sűrűség-változásokkal parametrizált modell számított gravitációs anomáliái megfeleltek a mért, üledékhatással korrigált anomáliáknak [KOVÁCSVÖLGYI 1994].

Ugyanitt a Békési medence mágneses anomáliáira nézve azt feltételeztük, hogy azokat az alsó kéreg olyan kiemelt helyzetű része okozza, ahol a hőmérséklet már alacsonyabb a magnetit Curie-pontjánál.

GROW et al. [1994] értelmezésében az alsó kéreg—felső kéreg határ 15 km mélységben haladó vízszintes, a gravitációs maximumot részint a köpeny kiemelkedése, részint az alsó és a felső kéregben feltételezett horizontális sűrűség inhomogenitások magyarázzák.

A témában megjelent, említett publikációk óta elkészült a haránt irányú PGT-4 mélyreflexiók szelvény feldolgozása is. Az újabb adatok lehetővé teszik, hogy a PGT-1 szelvényen tapasztaltakat haránt-irányban is ellenőrizzük, és egyben elkészítsük egy, a Békési medence határait jelentősen meghaladó terület értelmezését. A munka az OTKA 1875 és 7388 sz. témák keretében készült.

Az alkalmazott eljárások

A medenceüledékek hatásának eltávolítása

Jóllehet a Békési medence gravitációs maximumának mélyszerkezeti vonatkozásaira éppen az hívta fel a figyelmet, hogy azt a medence legmélyebb részén mutatták ki, nyilvánvaló, hogy a felszín és a

medencealjzat között települő több kilométer vastag, viszonylag alacsony sűrűségű üledék befolyásolja a mért gravitációs teret. Tekintetbe véve a medence bonyolult háromdimenziós szerkezetét, valamint a mélységgel változó sűrűségviszonyokat, a mélyszerkezettel kapcsolatos gravitációs hatószámításokat csak a medence hatásától megtisztított mérési anyagon érdemes végezni. Emellett egy ilyen térkép, ha csupán minőségileg is, de mindenképpen síkban mutatja azokat a jelenségeket, melyeket a hatószámítások folyamán csupán vonal mentén vizsgálunk. Az eljárás sok hasonlatosságot mutat a topográfiai hatás korrekciójához, azzal a különbséggel, hogy ez esetben nem a méréspont környezete domborzati viszonyainak, hanem a medencealjzat domborzati viszonyainak gravitációs hatását vesszük korrekcióba.

A medence geometriai modelljét a pretercier aljzat mélységtérképének [KILÉNYI, SEFARA 1989] 2×2 km-es sűrűségű digitalizálása útján kaptuk (1. ábra). A digitalizálás folyamán e négyzetek átlag-mélységét határoztuk meg, majd számítógépre vittük a kiolvasott adatokat.

A sűrűségmodellt SZABÓ és POLCZ [1993], valamint SZABÓ és PÁNCICS [1994] vizsgálati eredményei alapján alakítottuk ki. Összehasonlításuképpen az alábbi táblázatban közlünk két más, a Kárpát-medencére vonatkozó és a közelmúltban publikált sűrűség—települési mélység összefüggést is.

mélység (km)	sűrűségkontraszt (kg/m ³)		
	jelen munkában alkalmazott	BUCHA, BLÍŽKOVSKY [1994]	BIELEK [1991]
0 — 0,5	-700	-570	-700
0,5 — 1,0	-500	-470	-550
1,0 — 1,5	-400	-420	-440
1,5 — 2,0	-300	-370	-440
2,0 — 3,0	-200	-220	-310
3,0 — 4,0	-150	-120	-170
> 4,0	-100	- 50	-100

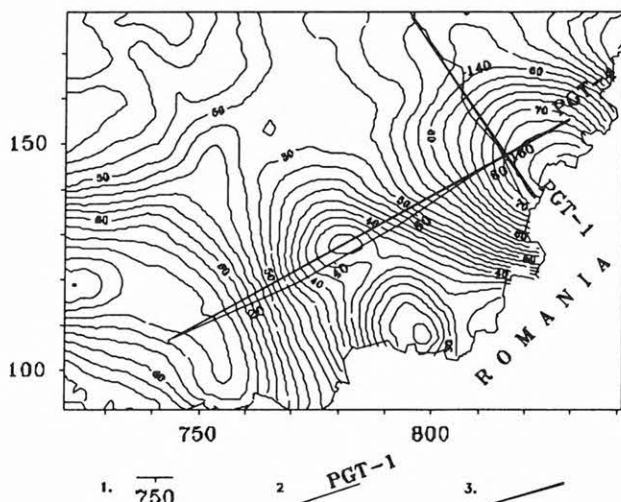
A BIELEK-féle modellt alkalmazta PAPP és KALMÁR [1995] is, az egész Pannon-medencére vonatkozó vizsgálatban.

A táblázat adatai szerint a három sűrűségfüggvény egymáshoz igen közeli, a legnagyobb intervallumon belüli különbség sem éri el a 150 kg/m³-t. Tekintetbe véve, hogy a sűrűségfüggvény bizonytalanságai esetünkben végső soron az alsó kéreg, illetve a köpeny sűrűségének meghatározását fogják csak befolyásolni, a tapasztalt bizonytalanság elhanyagolható.

Az előző cikkünkben ismertetett képest [KOVÁCSVÖLGYI 1994] a medence hatás számítására új eljárást fejlesztettünk ki, mivel a tömegfonalas módszer sekélyebb medencerészekre már nem elég pontos. Az új eljárásban a 2×2 km alapú, 0—4 km magasságú hasábok gravitációs hatását táblázat tartalmazza az adott sűrűségfüggvény mellett, és a számítások által igényelt távolságokra. A program a rácspontok 20×20 hasábnyi környezetével számol, összeadva a konkrét mélységekhez, illetve távolsá-

gokhoz tartozó, a táblázatból kikeresett hatásokat. A 4 kilométernél mélyebb medencerészek hatását továbbra is tömegfonalas módszerrel számoltuk. A két számított hatást összeadtuk, majd az eredeti anomália értékeket a számított medencehatással korrigáltuk. A korrigált gravitációs anomália térképet a 4. ábra mutatja.

Az új eljárás további előnye, hogy abszolút értékű eredményeket szolgáltat, szemben a korábbi módszer egy bizonyos mélységszintre vonatkoztatott relatív eredményeivel.



4. ábra. DK-Magyarország medencehatással korrigált gravitációs anomáliatérképe. 1—EOV koordináták km-ben; 2—szeizmikus mélyreflexiók szelvény nyomvonala; 3—gravitációs és földmágneses hatószámítás szelvényének nyomvonala. Az izovonalak számozása mGal-ban

Fig. 4. Stripped gravity map in SE Hungary. 1—coordinates in km; 2—deep reflection profile; 3—profile of gravity and magnetic modelling. Isolines in mGal

Gravitációs hatószámítás

A gravitációs hatószámításokhoz az Interpex cég Magix XL programját használtuk, mind a medencehatást számító program táblázatának kitöltéséhez (ld. fent), mind a mélyszerkezet gravitációs hatásának számítása folyamán.

A gyártó által 2.75D-ként jellemzett program a hatók bizonyos megszorítása mellett 3-D modellszámításokat végez. E megszorítások:

- a számítás egy szelvényre készül,
- a ható vízszintesen fekvő, sokszög alapú hasáb,
- a ható csapásiránya legfeljebb 30 fokkal térhet el a szelvényre merőleges iránytól,
- bonyolultabb ható több, a fenti feltételeknek megfelelő hasáb együtteseként állítható elő, de ezek természetesen nem érhetnek egymásba.

Mágneses hatószámítás

A mágneses hatószámításokhoz használt 2.5D programot STOMFAI fejlesztette ki. A program a Talwani eljárás alapján. Megszorítások:

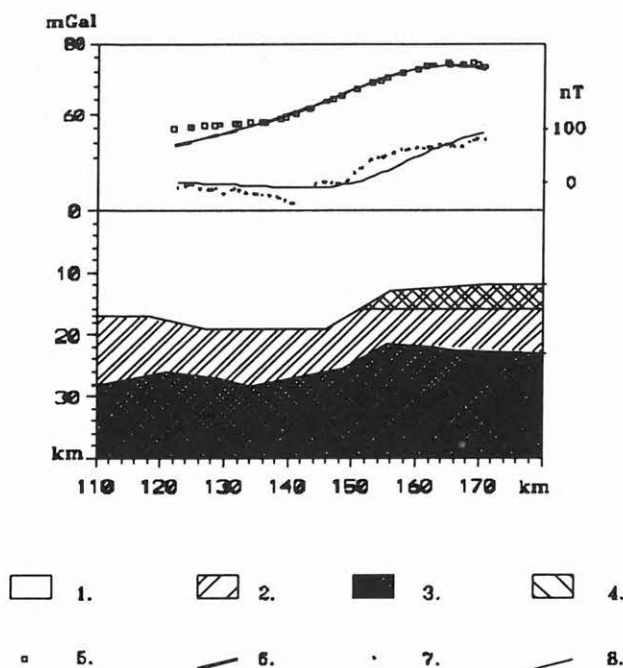
- a ható(k) vízszintesen fekvő, sokszög alapú hasáb(ok),
- a szelvény a ható csapására merőlegesen, annak közepén fut,
- a program remanens mágnesezettséget nem vesz figyelembe (jelen esetben ez nem tényleges megszorítás, hiszen erről nem rendelkezünk információval).

Eredmények

Napjainkban is felmerül a kérdés, hogy a gravitációs és/vagy mágneses inverz feladat elvileg egyértelműen megoldható-e vagy sem. Az mindenesetre világos, hogy a gyakorlati alkalmazásokban, amikor a mérési eredményeket hiba terheli, és a képződmények tényleges fizikai paramétereiről igen kevés információ áll rendelkezésre, egy-egy anomáliához sokféle hatókonstrukció rendelhető, melyek mindegyike többé-kevésbé reprodukálja a mért teret. Ennek megfelelően eleve nem tűztük ki célul valamiféle egyedül lehetséges értelmezés kialakítását, ehelyett továbbra is azt kívántuk vizsgálni, hogy a szeizmikus adatok alapján kimutatott, tehát bizonyítottan létező mélyszerkezeti határfelületekhez irodalmi paraméterváltozásokat rendelve leírhatók-e a vizsgált terek, azaz megadható-e a szeizmikus, gravitációs és mágneses adatok két egymást keresztező szelvényen egy-egyestől való értelmezése.

A PGT-4 szelvényen kimutatott reflexiók alapján az alsó kéreg—felső kéreg határt egyértelműen sikerült azonosítani. Ez a szint a PGT-1 szelvény metszéspontjában körülbelül 2 km-rel mélyebben van, mint azt a PGT-1 szelvény értelmezésekor feltételeztük, ezért a PGT-1 szelvényre is új hatószámításokat végeztünk, a módosított modellnek megfelelően. Az új számítás eredményeit az 5. ábrán láthatjuk. Összevetve a korábbi értelmezéssel [KOVÁCSVÖLGYI 1994] megállapítható, hogy az új modell némileg más fizikai paraméterekkel ugyanúgy képes leírni a tapasztalt tereket, mint az eredeti. Tehát a medencehatástól mentes gravitációs anomália hatójának a szeizmikus mérésekből megismert mélyszerkezeti elemek (alsó kéreg, köpeny) kiemelkedése tekinthető, míg a regionális mágneses anomália hatója az alsó kéreg azon kiemelt helyzetű része, amely a magnetit Curie-pontjának megfelelő hőmérsékletű szint (16 km) fölé nyúlik. Az alsó kéreg—felső kéreg határ szintjének megváltoztatása azt eredményezte, hogy az alsó kéreg képződményeket a korábbi 200 kg/m^3 helyett 300 kg/m^3 többletsűrűséggel kellett figyelembe vennünk, míg a mágneses ható szuszceptibilitása 1600×10^{-6} SI egységről 3000×10^{-6} SI egységre változott. A 300 kg/m^3 többletsűrűség az irodalmi átlagnak felel meg, míg a korábbi 200 kg/m^3 az irodalmi minimumot jelentette. A mágneses ható szuszceptibilitásának mindkét értéke megfelel az alsó kéreg felépítő bazikus képződmények szuszceptibilitásának.

Az 5. ábrán látható gravitációs hatószámítás eredménye a 120—130 km intervallumon tér el jelentősen a korrigált mért értékektől, ennek oka az, hogy a vizsgált szelvényt szakaszon kívüli terület mélyszerkezetéről síkbeli információ nem áll rendelkezésünkre, így a vizsgált határfelületek helyzetét csak tág



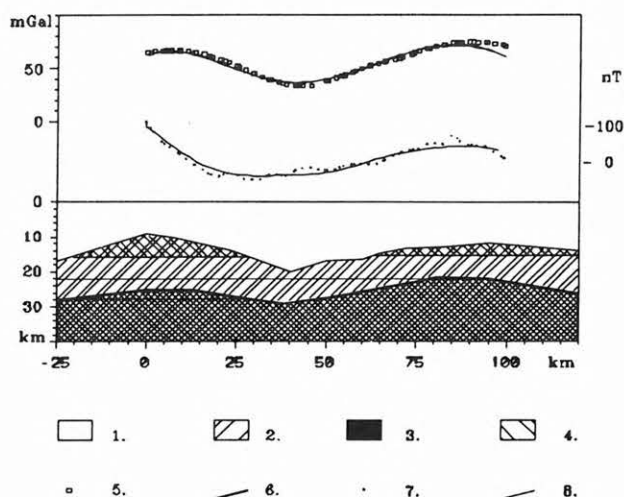
5. ábra. Gravitációs és mágneses hatószámítások eredményei a PGT-1 szelvény DK-magyarországi részén. 1—felső kéreg; 2—alsó kéreg (sűrűség-többlet 300 kg/m^3); 3—köpeny (sűrűség-többlet 600 kg/m^3); 4—mágneses ható az alsó kéreg felső részében (suszeptibilitás $3000 \times 10^{-6} \text{ SI}$ egység); 5—mért, korrigált gravitációs anomália; 6—számított gravitációs anomália; 7—mért mágneses anomália; 8—számított mágneses anomália

Fig. 5. Results of gravity and magnetic modelling along the SE section of deep reflection profile PGT-1. 1—upper crust; 2—lower crust (excess density is 300 kg/m^3); 3—mantle (excess density is 600 kg/m^3); 4—magnetic body within the upper part of the lower crust (susceptibility is $3000 \times 10^{-6} \text{ SI}$ unit); 5—measured and corrected gravity values; 6—calculated gravity values; 7—measured magnetic values; 8—calculated magnetic values

hibahatárok között becsülhettük. Hasonló okból romlik az egyezés a másik szelvényvégén is.

A mért és számított mágneses terek a 140–155 km szakaszon különülnek el látszólag jelentősen egymástól, az eltérés azonban sehol sem haladja meg a 30 nT -t. Tekintetbe véve, hogy az eltérés szabályos negatív-pozitív anomáliapárt mutat, hatója feltehetően a vizsgált regionális hatáshoz képest kisebb, helyi objektum. Ennek tere az értelmezett regionális ható terére szuperponálódik.

Ugyanezen fizikai paramétereket a PGT-4 mélyszeizmikus szelvényből megismert határfeleületekre alkalmazva a 6. ábrán látható eredményeket kapjuk. A gravitációs modell tere 85 km -nél kezd el jelentősen különbözni a mért tértől, ennek oka itt is az, hogy a szelvényen túlrol nincsenek információink. A szelvény közepén (35 – 50 km) tapasztalható, maximálisan mintegy 8 mGal eltérés ténylegesen a modell hibáját tükrözi. Feltehető, hogy a szeizmikus szelvényen 40 km -nél kimutatott alsó kéreg, illetve köpeny bemélyedés a szelvény nyomvonalától eltávolodva horizontálisan és/vagy vertikálisan jelentősebb méretű, tehát az alapértelmezés (hogy tudniillik a gravitációs anomáliákat az alsó kéreg és a köpeny dom-



6. ábra. Gravitációs és mágneses hatószámítások eredményei a PGT-4 szelvény mentén. 1—felső kéreg; 2—alsó kéreg (sűrűség-többlet 300 kg/m^3); 3—köpeny (sűrűség-többlet 600 kg/m^3); 4—mágneses ható az alsó kéreg felső részében (suszeptibilitás $3000 \times 10^{-6} \text{ SI}$ egység); 5—mért, korrigált gravitációs anomália; 6—számított gravitációs anomália; 7—mért mágneses anomália; 8—számított mágneses anomália

Fig. 6. Results of gravity and magnetic modelling along the deep reflection profile PGT-4. 1—upper crust; 2—lower crust (excess density is 300 kg/m^3); 3—mantle (excess density is 600 kg/m^3); 4—magnetic body within the upper part of the lower crust (susceptibility is $3000 \times 10^{-6} \text{ SI}$ unit); 5—measured and corrected gravity values; 6—calculated gravity values; 7—measured magnetic values; 8—calculated magnetic values

borzati viszonyai határozzák meg) feladása itt sem indokolt.

A mágneses hatószámítás eredményeként kapott görbe 20 nT maximális eltérést mutat a mért értékektől. Kisebbszámú zajszerű eltérések a szelvény teljes hosszában kimutathatók. A szeizmikus mérések által kimutatott magmás benyomulások mágneses anomáliát nem okoznak.

Összefoglalás

A PGT-1 és PGT-4 szelvények környezetében a medencehatással korrigált gravitációs, valamint a földmágneses anomáliák a szeizmikus adatok alapján kimutatott mélyszerkezeti határfeleületeknek megfelelően, és egységesen értelmezhetők. A gravitációs anomáliákat az alsó kéreg, illetve a köpeny domborzati viszonyai önmagukban is megfelelően magyarázzák. Ehhez a köpeny anyagának 600 kg/m^3 , az alsó kéreg képződményeinek 300 kg/m^3 sűrűség-többlettel kell rendelkeznie a felső kéreg sűrűségéhez képest. Mindkét paraméter megfelel az irodalmi átlagnak. A regionális mágneses anomáliák hatói az alsó kéreg olyan kiemelt helyzetű részeivel azonosíthatók, ahol a hőmérséklet már alacsonyabb a magnetit Curie-pontjánál.

- BIELIK M. 1991: Density inhomogeneities of the Earth's crust of the Intra-Carpathian region. *Contrib. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci.* **21**, 79–92
- BUCHA V., BLÍŽKOVSKÝ M. 1994: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. 'Academia' Bratislava
- GROW J. A., MATTICK R. E., BÉRCZY-MAKK A., PÉROCS., HAJDÚ D., POGÁCSÁS GY., VÁRNAI P., VARGA E. 1994: Structure of the Békés Basin Inferred from Seismic Reflection, Well and Gravity Data. *Basin Analysis in Petroleum Exploration*. Edited by TELEKI P. G., MATTICK R. E. and J. KÓKAI, Kluwer Academic Publishers, 34–35
- KILÉNYI É., SEFARA J. 1989: Pre-tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions* **36**, 1–2, enclosure
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1994: A Békési medence gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése az újabb ismeretek tükrében. *Magyar Geofizika* **35,2**, 90–94
- NEMESI L., STOMFAI R. 1993: Néhány kiegészítés a Békési medence aljzatának kutatásához. *Magyar Geofizika* **33**, 2–3, 70–79
- PAPP G., KALMÁR J. 1995: Investigation of sediment compaction in the Pannonian basin using 3D gravity modelling. *Physics of the Earth and planetary interiors* **88**, 89–100
- POSGAY K., HEGEDŰS E., TÍMÁR Z., BODOKY T. 1992: Asthenospheric structures: encouraging results of a deep seismic experiment. 5th International Symposium on seismic reflection probing of the continents and their margins. Banff, Alberta, Canada, 6–12 September 1992
- POSGAY K., BODOKY T., HEGEDŰS E., KOVÁCSVÖLGYI S., LENKEI L., SZAFIÁN P., TAKÁCS E., TÍMÁR Z., VARGA G. 1994: Asthenospheric structure beneath a Neogen subbasin in SE Hungary, *Kézirat*
- SZABÓ Z., PÁNCICS Z., 1994: A pannon medence közetfizikai paraméterei. (ELGI Adattár)
- SZABÓ Z., POLCZ I. 1993: Geofizikai adatokban megnyilvánuló szerkezeti lineamentek. (ELGI Adattár)

MEGJELENT

KÁZMÉR Miklós: Angol-magyar geológiai szótár (Eötvös Kiadó, XVII + 420 oldal, vászonkötésben)

A szótár a hazai irodalomban elsőként kísérel meg a geológia és a határos tudományterületek terminológiájának teljességre törekvő bemutatását. A kötet több mint 17 000 angol szó és szókapcsolat magyar megfelelőjét tartalmazza. A szótárhoz magyar–angol mutató csatlakozik.

Tartalmazza a geológia valamennyi — elméleti és alkalmazott — részterületének (ásványkőzetan, geokémia, földtan, őslénytan, rétegtan, szedimentológia, történeti földtan, tektonika, alkalmazott földtan, teleptan, mérnökgeológia) szakszókincset, valamint a geofizika, hidrogeológia és geomorfológia terminológiáját. Kitér a geológiával határos tudományterületek (kémia, fizika, állattan, növénytan, kristálytan, geográfia, térképészet stb.) szavaira is.

Feldolgozza a leggyorsabban fejlődő új tudományterületek, így pl. a szekvencia sztratigráfia szókincset is. Tartalmazza a szakirodalom olvasásához szükséges — nem feltétlenül geológiai — szavak megfelelőit is (pl. laboratóriumi eszközök neve, a terepmunka eszközei, matematikai és műszaki szavak, mélyfúrás, bányászati terminológia stb.).

A kötet szeptembertől kapható az ELTE Hallgatói Boltjában (Budapest, VIII., Rákóczi út 5., a kapu alatt).

Nyitva hétfőtől péntekig 10–17 óráig.)

Megrendelhető a kiadótól: Eötvös Loránd Tudományegyetem Eötvös Kiadó

1088 Budapest, Puskin u. 11–13. I. em. 3.

Telefon: 266-9206

Fax: 266-9833/30-95.

Magánszemélyeknek utánvétellel szállítanak, intézmények átutalással is fizethetnek.

A postaköltséget felszámítják.

Ára kb. 1500 Ft.

Földrengések és geotermika a Magyar medencében.

2. rész: A rengések mélységeloszlásának termikus szabályozottsága¹

BODRI BERTALAN²

Kéregszerkezeti és földi hőáramadatok alapján háromdimenziós geotermikus litoszféramodellt számítottunk Magyarország területére. A mélyhőmérsékletek ismeretében, kéregszerkezeti információ és a kőzetek frikciós adatainak felhasználásával, továbbá feltételezésekkel élve a pórusvíz jelenlétére és a tektonikus folyamatok deformációs sebességeire vonatkozóan, kidolgoztuk a térség reológiai modelljét.

Eredményeink az ország egész területére rétegzett reológiai szerkezetet valószínűsítünk, amikor is egy lágyabb, képlékenyebb, szeizmikusan csendes zóna „szendvicsszerűen” ágyazódik alul és felül merevebb, rideg, szeizmogén kéregtartományok közé. Reológiai modellünk szerint a felső kéregben 10–12 km-es mélységig várható szeizmikus aktivitás, amivel az ismert hipocentrumú földrengések mélységeloszlása jó egyezést mutat. Az alsó kéreg mintegy 20–22 km-es mélységig terjedő tartományának a modell szerint szeizmogén jellegét kevésbé támasztják alá szeizmológiai indikációk. Ez a tény egyrészt mélyrengések ritka előfordulásával, másrészt azzal magyarázható, hogy a Pannon-medencében általában kevés az ismert hipocentrumú rengések száma. Mindenesetre úgy tűnik, országunk nagyjából azon nem túl gyakori térségek közé sorolható, ahol nem zárható ki az eddig megfigyelteknél mélyebb földrengés előfordulásának lehetősége. Mivel ilyen területek szeizmikus szempontból fokozottan veszélyeztetettnek minősülnek, a kérdés további vizsgálata kétségkívül figyelmet érdemel.

A Pannon-medencében a kéreg reológiai horizontjainak elhelyezkedését elsősorban a termikus viszonyok szabják meg. Mindkét szeizmogén réteg alsó határfelülete izotermikusnak mutatkozik, a felső zóna a ~200 °C-os, az alsó a ~375 °C-os izoterma mélységében végződik. A legalsó kéregréteg és a felső köpeny Magyarország egész területén képlékeny reológiát mutat, ezért a szeizmikus aktivitás lehetősége ebben a mélység régióban kizárható.

B. BODRI: Earthquakes and geothermics in the Hungarian basin. Part 2: On thermal control of the depth distribution of seismicity

On the base of data on crustal structure and terrestrial heat flow, a 3-D lithosphere geothermal model for the territory of Hungary has been calculated. This model, along with crustal structure, laboratory data on rock friction, and certain assumptions about fluid conditions and tectonic strain rate levels, served as the basic information for the construction of a rheological model of the area.

As shown by the obtained rheological model, for the whole territory of Hungary a layered rheological structure is characteristic, when a softer aseismic part of the crust is 'sandwiched' between an upper and a lower harder, brittle crustal zones. Seismic activity in the upper crust may be expected down to depths of 10–12 km, which is confirmed well by the observed distribution of earthquake focal depths. The seismogenic nature of the lower crust down to about 20–22 km, as indicated by our modelling results, is less constrained by observations. This can be explained by infrequent occurrences of deep earthquakes and/or by the generally small number of hypocenter determinations in the study area. Anyhow, the territory of Hungary in its greater part seems to belong to such non-numerous regions where the possibility of deeper earthquakes to occur than indicated by the existing seismicity pattern cannot be excluded. Since such areas are of increased seismic hazard, the problem definitely deserves further investigation.

The position of the different rheologic horizons within the crust is governed primarily by thermal conditions. The base of both seismogenic layers appears isothermic, the upper hard layer has its base at the depth of the ~200 °C isotherm, while the lower brittle zone ceases at the ~375 °C isotherm. The lowermost crust and the upper mantle over whole Hungary show ductile rheology, thus the possibility of seismic activity in this depth range can be excluded.

1. Bevezetés

A szeizmicitás mélységeloszlási mintázata és a földi litoszféra termikus állapota között kontinentális területeken lehetséges kapcsolat kérdését számos vizsgálat kutatta [CHEN, MOLNAR 1983; ČERMÁK

et al. 1991; FURLONG, ATKINSON 1993]. A kis litológiai variációkat mutató óceáni litoszférától eltérően, ahol a szeizmogén tartomány eléggé általánosan a 700–800 °C-os izotermáig terjed [WIENS, STEIN 1983], kontinentális litoszférában a korreláció léte vagy hiánya lényegesen összetettebb probléma. A szilikátosabb kőzetösszetétel miatt itt a szeizmicitás fentírel alacsonyabb hőmérsékleteken megszűnik, a jelentős litológiai heterogenitások pedig komplex szeizmicitás-eloszlásokban nyilvánulnak meg.

Bár a szeizmikusan aktívból aszeizmikussá történő átmenet termikusan kontrollált tartósfolyási jelenség fellépésének tulajdonítható [CARTER, TSENN

¹ Beérkezett: 1995. július 18-án

² MTA-ELTE Geofizikai Tanszéki Kutatócsoport, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

1987], egyéb szerzők mellett egy korábbi tanulmányunkban [BODRI 1994] mi is szemléltettük, hogy a kontinentális litoszférában a rideg-képlékeny reológiai átmenet helyét (mélységét) több tényező együttesen szabja meg; a hőmérsékleten kívül szerepet játszik a kéregszerkezet, fluidumok jelenléte, tektonikai törésszerek geometriája és típusa, tektonikus feszültségek szintje a töréseken, továbbá a deformációs sebességek. Ezek relatív fontosságának becslése általában komplikált dolog, közülük ugyanis több egymástól kölcsönösen függő viszonyban van. A felsorolt tényezőknek és potenciális kölcsönhatásaiknak a reológiai rétegződés kialakításában játszott szerepét számszerűen vizsgálva BODRI [1994] rámutatott, hogy szeizmogén mélység értékére leginkább a kéregszerkezet és a hőmérséklet változásai vannak hatással. A kettő közül mindegyik előidézhet akár ~5 km-es variációkat is a szeizmogén mélységtartomány kiterjedésében, csak míg a termikus állapot változásai nagy hullámhosszú térbeli fluktuációkat okoznak, addig a hirtelen, kis kiterjedésű fluktuációk inkább a kéregösszetétel változásával kapcsolatosak. A kőzetek víztartalma és pórusnyomás jelen esetben másodlagos jelentőségűek, a deformációs sebességek szóba jöhető változásának hatása pedig gyakorlatilag elhanyagolható. Egyes tényezők speciális, sajátos kombinációja természetesen szélsőségesebb variációkat is előidézhet a szeizmogén mélységhatár helyében.

Annak eldöntéséhez, hogy adott területen a lényeges tényezők közül is alapvetően mi szabja meg a szeizmogén mélységhatár elhelyezkedését, a lehetőleg minél teljesebb szeizmológiai adatrendszeren kívül szükséges a térség elfogadhatóan pontos termomechanikai modelljének ismerete. Ennek alapján számítható a litoszféra mechanikai szilárdsági modellje, amit a szeizmicitás mélységeloszlási mintázatával összehasonlítva már közvetlen válasz adódik a kérdésre.

Továbbiakban bemutatunk Magyarországon néhány földrajzi-földtani térségére számított kéregszilárdsági modellt, valamint összehasonlítást végzünk ezek sajátosságai és a területen tapasztalt szeizmicitás mélységeloszlásának változásai között. Törekszünk a termikus állapot, kéregszerkezet és szeizmicitás között lehetséges kapcsolatok olyan vizsgálatára, amely magyarázatot adhat a szeizmicitás mélységbeli változásának okairól.

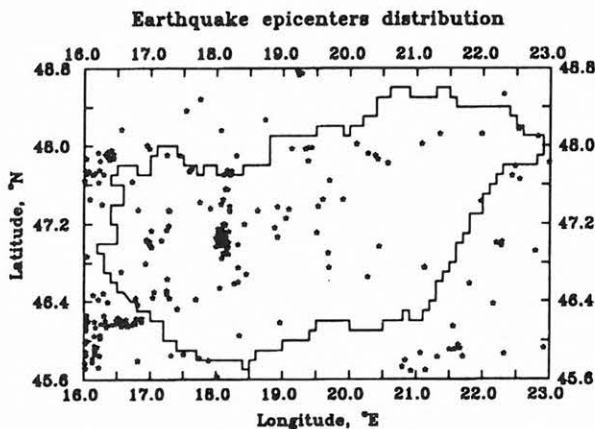
2. Földrengésadatok

Ismeretes, hogy valamely területen hosszú időtartamokra kiterjedő szeizmológiai adatrendszerek direkt módon felhasználhatók következtetések levonására a földkéreg frikciós, reológiai sajátosságainak mélységbeli változásairól [SIBSON 1984]. Vizsgálatunkban két ilyen adatrendszer állt rendelkezésre. Egyik a ZSÍROS et al. [1988]-féle Hungarian Earthquake Catalog (456—1986) Magyarország jelenlegi területére eső adatainak rendszere (ELTE Geofizikai Tanszék adattára), amit kiegészítettünk a National Earthquake Information Center (NEIC; Boulder, Colorado) Earthquake Determination Report (EDR) nyitott adatbázisából az 1980—1994 időszakban magyarországi területre kiválasztott adatokkal. A bi-

zonytalan keletkezési helyű, illetve epicentrális intenzitású (a katalógusban K és E jelzésű) adatok kihagyásával a magyar adatrendszer összesen 1720 rengést tartalmaz, a másik pedig 89 rengésről nyújt adatokat. Sajnálatos módon, ezek közül csak elég kevésnek ismeretes a fókusz mélysége.

Hangsúlyoznunk kell, hogy a két adatrendszer egyike sem tekinthető homogénnek. Minden valószínűség szerint lényegesen több rengés fordulhatott elő országunk területén a 20. századot megelőző időkben, mint amennyit a magyar katalógus feltüntet, az amerikai adatbázis pedig bizonyára csak egy részét tartalmazza a valójában kipattanó rengéseknek. Az adatok inhomogenitásának, a stacionaritás, a statisztikus eloszlási sajátosságok tisztázatlanságának azonban vizsgálatunk szempontjából nincs különösebb jelentősége, a szeizmicitás mélységbeli változásának fő vonásait a rendelkezésünkre álló adatok így is eléggé világosan tükrözik.

Bár a Pannon-medence térsége az afrikai és eurázsiai kontinensek ütközési zónájának egy részét képezi, szeizmikus aktivitása a kollíziós öv egyéb részeivel összehasonlítva kétségtelenül alacsony. Az epicentrumok eloszlása határozott klaszterjellegű, csoportokba tömörülési tendenciát mutat (1. ábra),

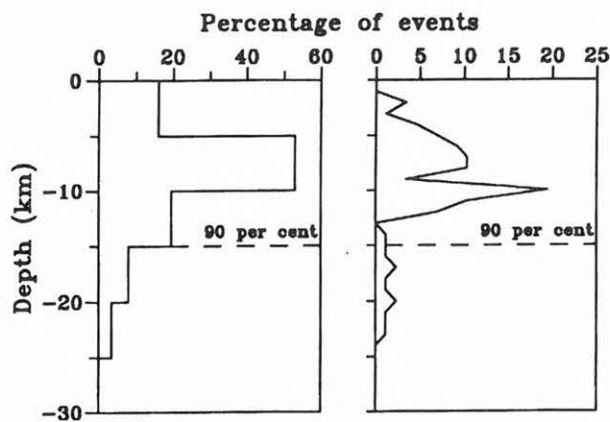


1. ábra. Az ismert fészekmélységű földrengések területi eloszlása Magyarországon

Fig. 1. Distribution of earthquakes with known hypocenter depths in Hungary

azonkívül a rengések számos helyen ismétlődnek. Eger környékén például, a (47,9 °E; 20,4 °K) földrajzi hely szűk környezetében az 1880 és 1960 közötti időszak folyamán 21 főrengés és 59 nagyobb utórengés kipattanásáról van dokumentáció. Kecskemét térségében (46,9 °E; 19,7 °K) ugyanezen időszak alatt 23 rengés és 112 erős utórengés történt. Az előfordulások ilyen jellegzetességére először CSOMOR és KISS [1959] hívták fel a figyelmet. A rengések energiája meglehetősen kicsi. A rendelkezésünkre álló adatok szerint az összes rengés 35%-ának magnitúdója kisebb 2,5-nél, 89%-uk magnitúdója nem éri el a 3,5-es értéket. A Pannon-medencében csak kevés földrengés energiája elegendő ahhoz, hogy fészekmechanizmus meghatározást lehessen végezni. A végzett vizsgálatok arra utalnak, hogy több rengés előfordulási helye tektonikai törésvonalakhoz igazodik.

A 2. ábra a Magyarország területén ismert hipocentrumú földrengések gyakoriságának mélység



2. ábra. A magyarországi földrengések százalékos gyakoriságának mélységeloszlása 5 km-es (balról) és 1 km-es (jobbról) mintavételezési intervallumokkal

Fig. 2. Distribution of earthquake frequency (percentage) with depth for 5-km (left) and 1-km (right) sample intervals in Hungary. Dashed line indicates depth above which 90% of events occurred

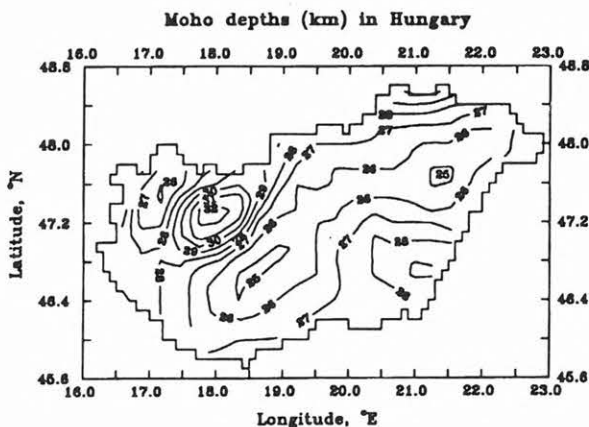
szerinti százalékos eloszlását szemlélteti. A rengések nagy többsége láthatóan a felső kéregben keletkezik. Bár az eddig kimutatott maximális fészekmélység 23 km, az előfordulások 90%-a a 15 km-es mélység-szint feletti kéregrészbe esik. A szeizmikus aktivitás az 5–10 km-es mélységövben tetőzik, mely régió jórészt a rideg és képlékeny reológiák közötti átmenetnek felel meg (ld. az alábbiakban). Ez a mélység-öv sokkal sekélyebb helyzetű, mint amire a Föld számos más térségéből származó indikációk utalnak (pl. 30–40 km ÉK-Indiában [ČERMÁK et al. 1991]; 12–20 km Közép-Japánban [BODRI, IIZUKA 1993]). Ugyanakkor az is tény, hogy számos geotermikus régióban (pl. a dél-kaliforniai Imperial Valley [GILPIN, LEE 1978]; a Yellowstone kaldera térsége Wyoming államban [SMITH et al. 1977], stb.) a szeizmikus aktivitás igen kismélységű, a 10 km-nél sekélyebb mélységzónára korlátozódik. Finomabb mélységlépcsőt alkalmazva (2. ábra, jobboldalt), a gyakorisági eloszlás „cikkakkossá” válik. A 10 km-es mélység-szint környezetében a rengések száma erős maximumot mutat, 9 km-nél határozott minimum következik, míg a 4–8 km-es intervallumban a szeizmicitás a mélységgel eléggé egyenletesen növekszik. Ilyen rapszodikus eloszlás más térségekben is gyakran előfordul [SIBSON 1984], általában a rideg-képlékeny átmenet mélységének területi változásai, fluktuációjával magyarázzák. Ami a különböző magnitúdó-intervallumokban előforduló rengések mélységét illeti, nem mutatkozik egyértelmű magnitúdó-mélység összefüggés, a statisztikailag még szignifikáns számban előfordult különböző méretű rengések mélységeloszlása közel azonos.

3. Kéregszerkezet

Magyarországon évtizedeken át intenzív szeizmikus kutatások folytak [POSGAY 1975; SOLLOGUB et al. 1980; POSGAY, SZENTGYÖRGYI 1991] a kéreg és

felső köpeny szerkezetének megismerése céljából. A Pannon-medencében eléggé különleges vonása a nagyszerkezetnek, hogy mind a kéreg, mind a litoszféra jelentősen vékonyabb (és melegebb), mint Európa túlnyomó részén. A litoszféra rétegződése az alábbi fő vonásokat mutatja.

1. A Conrad-diszkontinuitás a helyenként tapasztalható folytonossági hiányok ellenére eléggé jól kirajzolódik a 14–20 km-es mélységtartományban (a nagyobb mélység a Magyar medence periferikus részeire jellemző). A v_p sebesség a felületen 6,8-ról 7,1 km/s-ra növekszik, a sebességugrás tehát elég jelentős.
2. A meleg területeken gyakori alacsony sebességű kéregzóna létezéséről nincsenek indikációk.
3. A Moho-felület sekély elhelyezkedésű (25–30 km) és gyakran „pikkelyes” szerkezetű, vagyis duplán vagy akár háromszorosan is jelentkezik 1–3 km-en belüli mélységtérésekkel a szeizmikus szelvényeken. Ezt a jelenséget MEISSNER [1986] a Moho fiatal tektonikájú területeken lépcsősnek mutató jellegével magyarázza. A kéreg alatti tartományban a P hullámsebességek meglehetősen nagyok (8,1–8,15 km/s), ami annak fényében, hogy geotermikus modellvizsgálatok [BODRI 1981] kifejezetten magas Moho-hőmérsékleteket valószínűsítene, eléggé meglepő.
4. A térségben a litoszféra anomálishan vékony (~60 km). Ez a szeizmikus, szeizmológiai és magnetotellurikus vizsgálatok eredményeiből adódó érték az alacsony sebességek zónájáig terjedő, ún. „szeizmikus” litoszféra vastagságát jellemzi. Ilyen kis litoszféra vastagság Európában csak a Rajna-árok és a Nyugat-Mediterraneum területén fordul elő [ANSORGE et al. 1992]. A vizsgálatunkban bemenő adatként szolgáló Moho-mélység magyarországi változását a 3. ábra szemlélteti. A térkép nagyszámú, különböző módszerrel és időben végzett mérés eredménye alapján lett megszerkesztve [POSGAY et al. 1991]. A viszonylag kis kiterjedésű Zala- és Békés-medence térségei kivételével (ahol nem végeztek méréseket) az ország adatokkal való területi lefe-



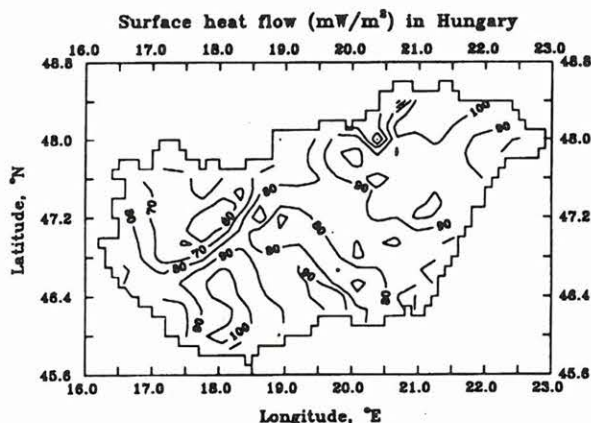
3. ábra. A Moho-diszkontinuitás mélysége Magyarország területén (POSGAY et al. [1991] térképének digitalizálása után szerkesztve)

Fig. 3. Contour map of depths to the Moho-discontinuity in Hungary (drawn after digitalization of the map by POSGAY et al. [1991])

dése jónak mondható. Legvastagabb (max. ~32 km) a kéreg a Dunántúli-középhegység területén, míg a Nyírségtől Somogyig ÉK-DNy-i csapásiránnyal húzódó sávban, továbbá a Kisalföld Rá-bán túli részén a vastagság midősze 25–26 km. Az ország központi sávjától távolodva a Moho-mélységek fokozatosan növekednek.

4. Hőáram és geotermikus viszonyok

A 4. ábra a hőáramsűrűség eloszlását szemlélteti Magyarországon. A forrásadatok és a térkép szerkesztési módszerének ismertetése megtalálható DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] tanulmányában. A



4. ábra. A földi hőáram területi eloszlása Magyarországon (DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] hőáramtérképének digitalizálása után szerkesztve)

Fig. 4. Terrestrial heat flow on the territory of Hungary (drawn after digitalization of the map by DÖVÉNYI and HORVÁTH [1988])

részletektől itt eltekintünk, mindössze néhány tény felsorolására, illetve néhány általános megállapításra szorítkozunk. DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] hőáramtérképe 18 mért és 150 becsült hőáramadat alapján készült. Az adatok olyan fúrólyukakból származnak, ahol megfelelő pontosságú hőmérsékleti szelvényeket mértek, és ahol a neogén összlet litológiája folytonos lyukszelvényezésekből ismeretes. A hőárambecslések során alkalmazott átlagos hővezetőképesség-értékeket egy, a Pannon-medence neogén üledékeire számos mérési eredmény alapján kidolgozott hővezetőképességi modell szolgáltatja. A térkép a Kárpát-medence egészére kiterjed, szerkesztése során fenti adatokon kívül felhasználásra került még mintegy 190 mért vagy becsült hőáramérték is a környező országokból. Az adatsűrűség egészében eléggé jónak mondható. Ha valamely nagyobb területről nem állt rendelkezésre hőáramadat, mélységi hőmérsékletek térképeinek figyelembevétele nyújtott kiegészítő információt. A hőáramtérkép hátrányul róható fel, hogy korrekció nélküli adatokon alapul. Az egyes hőáramértékek így tartalmazzák az üledékképződés, a felszíni domborzat, az üledéktakaró alatti medencealjzat reliefje, paleoklimatikus változások stb. perturbációs hatását. A felszín alatti vizek áramlása különösen erős zavaró tényező lehet, bár a vízmozgás termikus hatására nincs általánosan

alkalmazott korrekció. A felszín alatti vízáramlások hőáramot módosító hatásának számszerű becslése ugyanis eléggé körülményes dolog, sokak szerint igazából alig lehetséges, gyakori nézet, hogy olyan területeken, ahol erős vízmozgás tételezhető fel (ami a Pannon-medencében sem ritkaság), nem is érdemes hőáram méréseket végezni.

Magyarország területére fiatal genézisű és intenzív geotermikus állapot jellemző. A különböző földrajzi-földtani egységekre számított közepes geotermikus gradiens értéke sehol sem kisebb 40 K/km-nél (1. táblázat). Ez az érték lényegesen meghaladja a stabil táblás, illetve tektonikusan aktív területekre átlagosan jellemzőnek tartott 16 K/km-es és 22 K/km-es gradiensszinteket [LACHENBRUCH, SASS 1977]. Régóta közismert, hogy a Magyar-medence hőárama általában magas. Emellett, a kisebb földtani egységeket jellemző közepes hőáramokban jelentős eltérések is megfigyelhetők. A medence központi térségében magas, 80–100 mWm⁻²-es hőáramok előfordulása általános. Igen alacsony viszont, átlagosan mintegy 45–55 mWm⁻² nagyságú a Bécsei- és Erdélyi-medence hőárama [ČERMÁK 1979; VELICIU, DEMETRESCU 1979]. Magyarország mai területe nagyrészt a 80 mWm⁻²-es izovonallal kirajzolódó Pannon geotermikus anomália térségébe esik. Legjelentősebb kivétel a mállott karbonátos kőzetekkel alkotott és karsztos sajátságokat mutató Dunántúli-középhegység, ahol intenzív felszín alatti vízmozgás valószínűsíthető [DEÁK et al. 1988]. Ezért az alacsony hőáram itt vélhetően inkább a legfelső kéregzóna konvektív hővesztését, mintsem a mélyebb régió hőállapotát tükrözi.

Terület	Kéregvastagság (km)	Hőáram (mWm ⁻²)	Közepes hőmérs. grad. (K/km)
Kisalföld	26–32	65–80	41,6
Dunántúli-középheg.	29–32	40–70	—
Dunántúli medencék:			
Dráva-medence	—	70–100	52,1
Zala-medence	—	70–90	47,8
Nagyalföld:			
Duna-Tisza köze	26–27	60–90	53,0
Kelet-Nagyalföld	25–28	70–100	52,8
Északi-középheg.	26–28	70–100	—

1. táblázat. Kéregvastagság és felszíni hőáram változási intervallumai, továbbá közepes geotermikus gradiens Magyarországon néhány földrajzi-földtani térségében. Közepes hőmérsékleti gradiens DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] után

Table 1. Ranges of crustal thickness and surface heat flow variations, and mean geothermal gradient at some geographic-geologic provinces of Hungary. Mean temperature gradients after DÖVÉNYI and HORVÁTH [1988]

A kárpát—pannon térség a hőáram és kéregvastagság közötti fordított korreláció klasszikus példájul szolgálhat. A központi Pannon-medencéből kifelé haladva a kéregvastagság az ottani 25–28 km-

ről minden irányban folytonosan növekszik, értéke a Külső-Kárpátokban már 48–50 km, a Kárpáti-elő-mélyiség területén pedig 55–56 km. A hőáram változása viszont fordított értelmű; a Pannon-medencére leginkább 80–100 mWm⁻²-es, míg a Kárpát-régió periférikus zónáira csak 35–45 mWm⁻²-es hőáramok jellemzők. Magyarország területén a hőáram-kéregvastagság korreláció együtthatójának értéke számításunk szerint -0,60±0,04. Ettől függetlenül azonban elhamarkodott lenne minden földrajzi egységre általánosan érvényes összefüggést valószínűsíteni a kéregvastagság és a mélyrégió termikus állapota között. Fentebb már említést tettünk a Dunántúli-középhegységről, melynek alacsony hőárama inkább vízcirkulációval, mintsem a viszonylag megnövekedett kéregvastagsággal magyarázható.

5. Geotermikus modell

Ismeretes, hogy a litoszféra feszültséggel szembeni reológiai, reakciójának milyenségét a hőmérséklet nagyban befolyásolja. Ezért bármely reológiai modellezéshez feltétlenül szükséges a termikus állapot, a termikus modell ismerete.

A mélyhőmérsékletek számítására általunk alkalmazott eljárás leírása megtalálható ČERMÁK és BODRI [1995] munkájában. Az újbóli részletezést szükségeltelennek ítélve, csak rövid ismertetést adunk a módszerről. A számítás a háromdimenziós, inhomogén közegben történő stacionárius hővezetés véges differenciákban adott egyenletének numerikus megoldásával történt, az alábbi határfeltételek alkalmazásával.

1. Adott konstans hőmérséklet a felszínen, melyet egyszerűség kedvéért 10 °C-nak veszünk (évi közepes hőmérséklet Magyarországon).
2. A hőmérsékleti tér horizontális szimmetriája a modellezési tartomány függőleges oldalain.
3. A modell alsó határán sem hőmérsékletet, sem hőáramot nem adhatunk meg előre, a feladat tehát matematikai értelemben nem korrekt kitűzésű. Eljárásunkban a mért felszíni hőáram alapján adunk becslést az alsó határon belépő hőfluxusra. Ez úgy történik, hogy a felszíni hőáramot két komponens, a kéreg radioaktivitásából adódó rész és a köpenyből származó Moho-hőáram összegének tekintjük. Tetszőlegesen vett Moho-hőárameloszlással indulva számítjuk a modellnek megfelelő felszíni hőfluxust, majd az eljárást többször ismételve a felszíni eltérések (mért és számított hőáramok különbsége) értékének megfelelően korrigáljuk a Moho-hőáramot mindaddig, amíg az eltérések adott hibahatár alá csökkennek. Ezért a felszíni hőáram a számítás egyik alapvetően fontos bemenő adata.

A felszíni hőáramon kívül szükséges továbbá két hőfizikai paraméter, a hővezetőképesség és belső radiogén hőtermelés eloszlásának elfogadható pontosságú ismerete. Mivel a vizsgált területről nem áll rendelkezésre kellő részletességű petrológiai modell, egy geotermikus számításokban gyakran alkalmazott közelítéssel élve [ČERMÁK, BODRI 1995], kétrétegű kéreggel és homogén köpennyel alkotott felépítést tételezünk fel. Az $A(x, y, z)$ radioaktív

hőtermelés és a $K(x, y, z)$ hővezetőképesség eloszlási modellje a következő:

$$A(x, y, z) = \begin{cases} 0,04Q_0(x, y, z) \exp(-z/10), & z \leq 10 \text{ km}, \\ 2,5 \exp(-z/10), & 10 < z \leq M, \\ 0,01, & z > M, \end{cases} \quad (1)$$

és

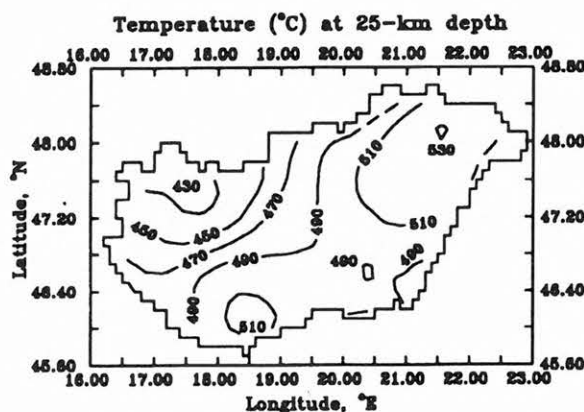
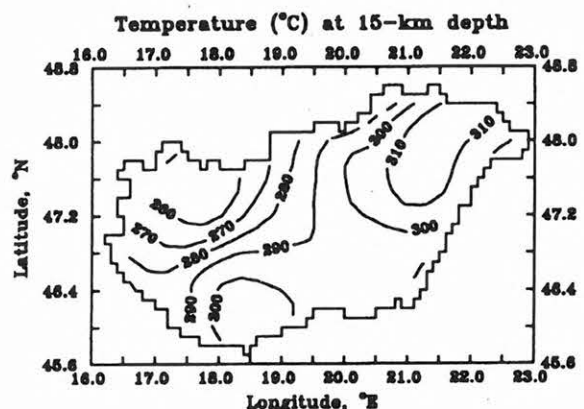
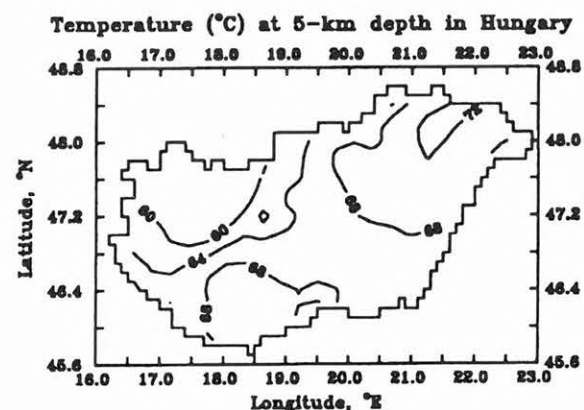
$$K(x, y, z) = \begin{cases} 2,5, & z \leq M, \\ 3,5, & z > M, \end{cases} \quad (2)$$

ahol x, y, z a térkoordináták, M a Moho-diszkontinuitás mélysége, és Q_0 a mért felszíni hőáram. A hőáram, radiogén hőtermelés, hővezetőképesség és mélység értékei fenti képletekben a sorrendnek megfelelően mWm⁻², Wm⁻³, Wm⁻¹K⁻¹ és km egységekben értendők.

Fentiek alapján tehát hőfizikai szempontból a kéreg egyszerű kétrétegű felépítésű, ahol is a radioaktivitás kielégíti egyrészt a felső 10 km-es zónában a felszíni hőáram és a felszínközeli zóna hőtermelése között ROY et al. [1968] és LACHENBRUCH [1968] által megállapított lineáris kapcsolatot, és másrészt a kéregből és köpenyből származó hőáramkomponensek közötti 40–60%-os részesedési arányt [POL-LACK, CHAPMAN 1977]. A hővezetőképesség fenti értékei a kéreg és a felső köpeny tartományára általánosan mérvadónak tekinthetők.

A mélyhőmérsékletek eloszlását a 45,6 és 48,8 °E valamint a 16 és 23 °K földrajzi koordinátákkal határolt, mintegy 180 000 km²-nyi kiterjedésű térségre számítottuk. Az 5. és 6. ábrák a modellezés Magyarország területére adódott legfontosabb eredményeit szemléltetik grafikusán. „Termikus” litoszféra elnevezéssel a kéreg és alatta a felső köpenynek azt a tartományát illetjük, ahol a hőmérséklet nem éri el az olvadási pontot. A litoszféra-asztenoszféra határ helyzetét a $T_m = (1100 \text{ °C} + 3z) \times 0,85$ összefüggéssel [DELLA VEDOVA et al. 1990] meghatározott olvadási hőmérséklet alapján számítottuk. Az ilyen módon definiált litoszféra alapzata, alsó határa, korántsem izotermikus. Európa néhány jellegzetes földtani egységét összehasonlítva, a litoszféra-asztenoszféra határ hőmérsékletében 250–350 K nagyságú különbségek is lehetségesek [ČERMÁK, BODRI 1995]. A kéregszerkezet és a felszíni hőáram viszonylag mérsékelt változásai miatt Magyarország területén azonban az eltérések nem nagyobbak 40–50 K foknál.

Az 5. ábra szerint a mélyhőmérsékletek eloszlása eléggé egyszerű mintázatú, leginkább az ország középtáján EK-DNy-i irányban húzódó magasabb hőmérsékletű zóna jelenléte, továbbá a hőmérsékletnek az előbbire merőlegesen, ÉNy-ról DK-re történő általános növekedési trendje érdemel figyelmet. A hőmérséklet laterális változásai a mélységgel növekednek. Míg 5 km-es mélységen a hőmérséklet az ~55–70 °C-os tartományban változik, 15 km-nél a változás intervalluma már mintegy 70 °C (~250–320 °C), a Moho-felület hőmérséklete pedig a területen a kb. 400 és 550 °C határok közé esik. Mint várható is, a köpenyből származó Moho-hőáram laterális változá-

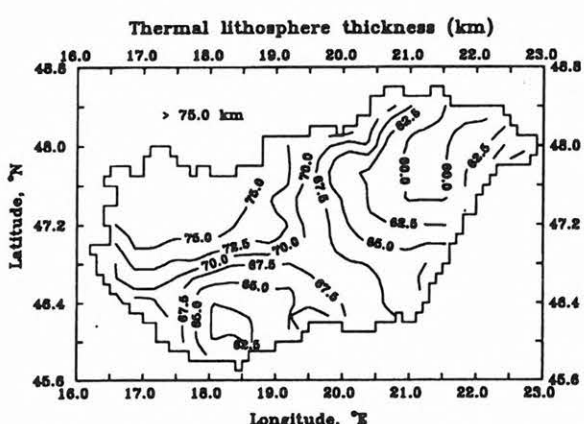
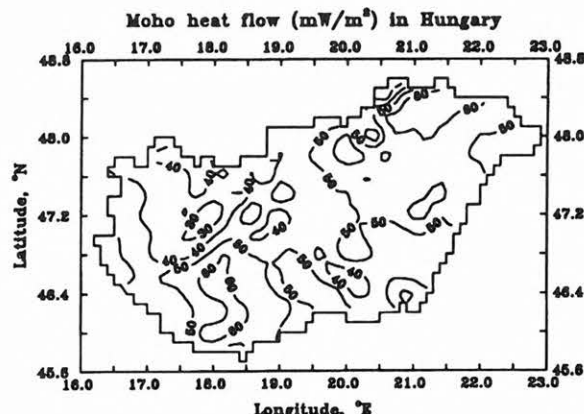


5. ábra. Háromdimenziós modellezéssel számított kéreghőmérsékletek Magyarország területén, 5, 15 és 25 km-es mélység szinteken

Fig. 5. Results of a 3-D geothermal modelling for the territory of Hungary: temperature patterns at 5-, 15-, and 25-km depths

sa nagyjából tükrözi a felszíni hőáram eloszlási mintázatát. A köpenyhőáram variációi a 30–60 mWm⁻²-es tartományba esnek (6. ábra). Az intervallum felső határa lényegesen magasabb, mint a Közép-Európa térségére általában jellemző 30–40 mWm⁻² nagyságú Moho-hőáramok [ČERMÁK et al. 1990].

Elvileg semmi ok nincs arra, hogy a „szeizmikus” és „termikus” definiált litoszféravastagságok megegyezzenek. Az első értelmezés szerint a litoszféra alsó határát a felső köpenyben sok helyen kimutatott alacsony szeizmikus sebességű öv (amelynek fizikai természete máig sem tisztázott) kezdete jelzi, a termikus litoszféra viszont az olvadás



6. ábra. Háromdimenziós modellezéssel számított hőfluxus a Moho-határon, és termikus litoszféravastagság Magyarországon

Fig. 6. Results of a 3-D geothermal modelling for the territory of Hungary: Moho heat flow, and thickness of the thermal lithosphere

felleptével végződik. Ettől függetlenül az általunk számított termikus litoszféravastagság elég jó egyezést mutat a szeizmikus módszer eredményeivel. Például POSGAY et al. [1986] Biharkeresztes térségében végzett mélyszeizmikus mérései 55 km körüli litoszféravastagságot mutattak ki a területen, az általunk számított vastagság ugyancsak igen kicsi, mindössze ~60–62 km (6. ábra). A termikus litoszféravastagság jól egyezik magnetotellurikus adatokkal is, melyek szerint az asztenoszféra jelző elektromosan jólvezető réteg a Pannon-medence területén igen sekély elhelyezkedésű, kb. 50 és 80 km közötti mélységeken jelenik meg [ÁDÁM et al. 1982]. A 6. ábrán látható, hogy a termikus litoszféra vastagsága minimálisan 60–65 km az ország középső részein, ahonnan a szélek felé haladva növekszik. A nagyobb kárpát–pannon térség külső szegélyein a vastagság már ~100 km fölé emelkedik. Ez a változás ugyanakkor összhangban van és összemérhető a szeizmikus litoszférának SOLLOGUB et al. [1980] és POSGAY et al. [1986] jelezte vastagságával. A litoszféravastagság regionális variációi hátterében oksági tényezőként valószínűleg leginkább a hőáram laterális változásai jöhetnek szóba.

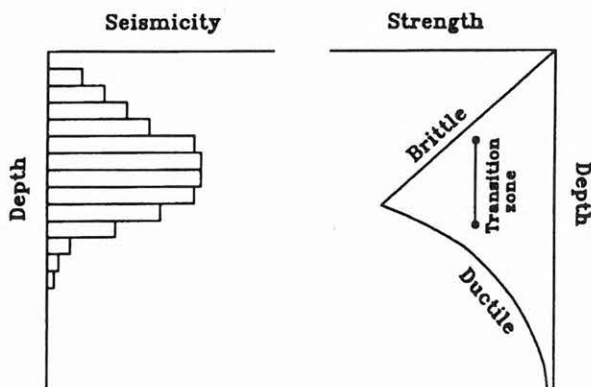
A geotermikus modell pontossági vizsgálatai egyértelműen arra utalnak, hogy a felszíni hőáram és a felső kéreg rész radioaktív hőtermelése a kritikus modellparaméterek. Az alsó kéreg hőforrásai, valamint a hővezetőképesség csak másodlagos jelentőségű.

gűk a háromdimenziós hőtér kialakításában. Ezért termikus modellünkben korrekció nélküli hőáram-
adatok alkalmazása jelenti a legfőbb hibaforrást, va-
lamin az, hogy valójában lehetségesek a litológia
változásait jobban tükröző, bonyolultabb hőforrás-
eloszlások, mint az általunk feltételezett variáns.
Szintetikus példákon végzett számításaink szerint
azonban a hőfizikai paramétereknek a Magyarország
területére általában jellemzőnek tekinthető hibakor-
látok belüli változásai nincsenek nagy hatással a
litoszféra reológiai rétegezethez. Hasonló követ-
keztetés vonható le a rideg-képlékeny reológiai át-
menet kérdését vizsgáló számításainkból is [BODRI
1994]. Továbbiakban látni fogjuk, hogy a szeizmicí-
tás mélységeloszlása (amikor egyáltalán ismeretes)
és a termikusan szabályozott reológiai rétegződés
között legtöbb esetben minimális ellentmondások
sem merülnek fel.

7. Reológiai szelvények

A szeizmicitás mélységeloszlási jellemzői és ter-
mikus állapot között valamilyen konkrét reológiai
modell segítségével teremthető kapcsolat, kölcsönös
megfeleltetés. Az alábbiakban röviden ismertetésre
kerülő reológiai eljárások a litoszféradeformációk
GOETZE és EVANS [1979]-féle mechanikai modell-
jéből következnek.

A litoszféra feszültséggel szembeni eltérő mecha-
nikai viselkedése, reakciója [BODRI 1994] jól illusztrál-
ható egy, a 7. ábrán jobboldalt bemutatott és álta-
lában reológiai szelvény néven ismert diagram segít-
ségével, melyen az egyes reológiai törvények alkal-



7. ábra. A szeizmicitás és reológiai sajátosságok kapcsolatának
schematikus szemléltetése

Fig. 7. Schematic illustration of the relation between
seismicity and variation of rheology with depth

mazhatósági tartományai szemléletesen kirajzolód-
nak. Ilyen reológiai szelvény a kéreg/litoszféra rideg
nyírószilárdsága és képlékeny tartósfolyási szilárd-
sága mélység függvényében történő számszerű
összehasonlításával szerkeszthető. Adott mélységen
rideg viselkedésmód dominál, ha a rideg nyírószilárd-
ság értéke kisebb, mint a képlékeny tartósfolyás
szilárdsága, és fordítva. A rideg nyírószilárdság hő-
mérséklettől és litológiától függetlenül a mélységgel
lineárisan növekszik és a reológiai átmenet helyének

környezetében tetőzik. Amint eléri a képlékenységi
határt, képlékeny viselkedésmód válik dominánssá,
ahol is a hőmérséklet emelkedésével a szilárdság
exponenciálisan csökken. Mérvadónak tekintett
szeizmotektonikai hipotézis szerint földrengések
olyan litoszféarészekben keletkeznek, ahol a fe-
szültséggel kiváltott deformáció rideg-frikciós jelle-
gű, és fordítva, szeizmikus csend, aktivitás hiánya
arra utal, hogy a deformáció képlékeny, plasztikus
[TSE, RICE 1986]. Legerősebb és/vagy leggyakoribb
rengések a reológiai átmenet tartományában vagy
annak környékén várhatók, a szilárdság négyzetével
arányos deformációs energiasűrűség maximuma
ugyanis ide koncentrálódik. Legtöbb modellvizsgá-
lat éles átmenetet tételez fel a tisztán rideg és tisztán
képlékeny deformációs módusok között. Ez a felte-
vés igen célszerű a modellezési feladat szempontjá-
ból, és világos magyarázattal szolgál az átmenet ter-
mészetére, mechanizmusára vonatkozóan. Mind-
amellet hangsúlyoznunk kell, hogy a rideg-képlé-
keny átmenet valójában kétségtelül fokozatos, a két
tartomány között minden bizonnyal létezik egy a 7.
ábrán is jelzett átmeneti zóna.

A földrengések gyakoriságának mélység szerinti
eloszlása általában a 7. ábrán baloldalt bemutatott
hisztogrammal ábrázolható, mely szerint a szeizmi-
citás mélységgel növekszik, majd bizonyos maxi-
mum elérése után nagyobb mélységeken a rengések
száma gyorsan csökken. Szeizmikus-aszeizmikus
határnak legtöbb vizsgálat azt a mélységszintet te-
kinti, amely fölé az előfordulások 90%-a esik [MA-
RONE, SCHOLZ 1988].

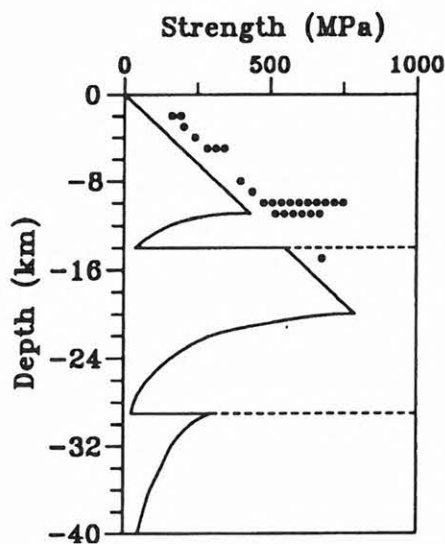
A mélyhőmérsékletek és kéregszerkezet ismeret-
ében, reológiai szelvények számításával alábbiakban
becslést adunk a rideg-képlékeny reológiai átmenet
mélységéről Magyarország több földrajzi-földtani
társágára vonatkozóan. Vizsgáljuk továbbá a
szeizmicitás mélységeloszlása és a reológiai modell
által szeizmogénnek prediktált mélységzónák egye-
zésének kérdését.

8. Szeizmogén mélységzónák

A szeizmicitás Magyarország területén általában
eléggé alacsony szintje, továbbá a hipocentrum-
meghatározásokkal kapcsolatos ismert nehézségek
miatt csak kevés rengésről áll rendelkezésre fészek-
mélységi adat. Ezért a fészekmélységek gyakorisági
eloszlásáról az ország különböző térségeire vonatko-
zóan nem állt módunkban a 2. és/vagy 7. ábrán
látható diagramokat szerkeszteni, egy-egy területről
csak néhány mélységadatot használhattunk fel a
reológia és szeizmicitás közötti kapcsolat vizsgálata-
ra. Eredményeink így inkább kvalitatív következtet-
ések levonására és nem mennyiségi összefüggések
felvázolására nyújtanak lehetőséget. Másfelől vi-
szont, intrakontinentális területeken igen gyakori,
inkább általános, mintsem kivételes az ilyen szituá-
ció.

A reológiai szelvények számítása során a felső
kéregre nedves állapotú gránitminta [BODRI 1994;
1. táblázat] reológiai paramétereit tekintettük repre-
zentánsnak. Az alsó kéreg és szubkrustális litoszfé-
ra folyási szilárdságát fenti tanulmányunk 1. tábláza-
tában feltüntetett nedves kőzetmintákra adódó szi-

lárdsáértékek átlagolásával számítottuk. Ennek oka az, hogy több kőzetmintából meghatározott közepes érték inkább tekinthető mérvadónak, mint egyik vagy másik egyedi minta szilárdsága. A képlékeny tartományban szükséges továbbá a tektonikus feszültséggel keltett deformációs sebesség ismerete. Számításaink szerint [BODRI 1994] a képlékeny folyási szilárdság nem túlságosan érzékeny a deformációs sebességre, ezért CARTER és TSENN [1987] által fiatal tektonizmusú területekre jellemzőnek tartott 10^{-14} s^{-1} nagyságrend esetünkben is elfogadható. Fluidumok jelenléte, víztartalom, reológiai szempontból igen lényeges szerepet játszik mind a rideg, mind a képlékeny tartományban [BODRI 1994]. Vizsgálatainkban csak nedves állapotú kőzetmintákra vonatkozó reológiai paramétereket alkalmaztunk, a rideg tartományban hidrosztatikus pórnyomás feltételezése mellett. Általános nézet szerint ugyanis a litoszféraalkotó kőzetek a 700–750 °C-os izoterma mélységéig minden bizonnyal tartalmaznak szabad állapotú vizet. Ezt a hőmérsékletet elérve viszont granulitfácies-dominancia kezdődik, ilyen környezetben pedig szabad állapotú víz előfordulása már nem valószínű [MARQUIS, HYNDMAN 1992]. Ami a Pannon-medence területét illeti, magnetotellurikus mérések [ÁDÁM et al. 1989] metamorfózis során szabaddá vált víz jelenlétére utalnak itt is legalább 17±5 km-es mélységig. A rideg nyírószilárdságot oldaleltolódásos tektonikát feltételezve számítottuk, más típusú tektonikához viszonyítva ugyanis ez esetben a szilárdság közepes, intermedier szintű [BODRI 1994].



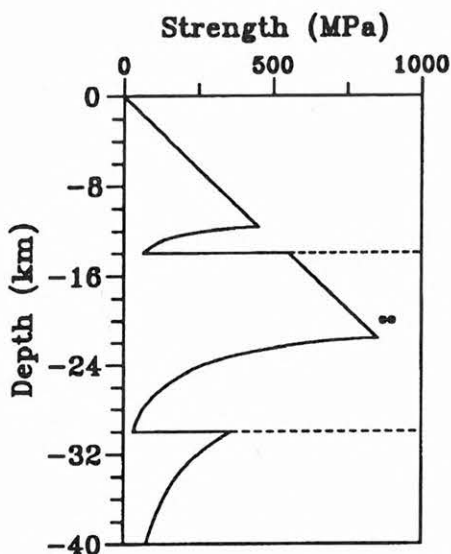
8. ábra. Reológiai szelvény (rideg és képlékeny viselkedésmód változása a mélységgel) a Dunántúli-középhegységi Berhida térségében. A szelvény dőlt egyenesszakaszai rideg, az exponenciális görbéik képlékeny reológiát reprezentálnak. A fekete pontok a rengések fészekmélységét szemléltetik, a szaggatott vonalak kéregszerkezeti határt jelölnek

Fig. 8. Rheological profile (change of brittle and ductile behaviour with depth) and depths of earthquake foci at Berhida area, Transdanubian Central Mts., Hungary. Inclined linear sections of the profile represent brittle mode, exponential sections correspond to ductile response. Dots indicate hypocenter depths, dashed lines mark structural boundaries

A 8. ábrán egy olyan reológiai szelvény látható, melyet a 46,8 és 47,2 °E valamint a 17,9 és 18,4 °K földrajzi koordinátákkal határolt, nagyobb rész a Dunántúli-középhegység térségébe eső területre számítottunk. A kiválasztást az motiválta, hogy ezen a mindössze ~1600 km²-nyi nagyságú területen viszonylag sok (összesen 26) rengés fészekmélysége ismeretes. Itt pattant ki egyebek között az 1985-ös berhidai rengés is. Az ábra szerint a területre „szendvicsszerűen” rétegzett reológiai szerkezet jellemző, vagyis egy képlékeny, lágy réteg ágyazódik (az ábrán exponenciális görbeszakasz ~11 és 14 km között) keményebb, rideg mélységzónák közé. Mintegy 20 km-től lefelé a reológia folyamatosan képlékeny. A fekete pontokkal jelzett hipocentrumok eloszlása igen jó összhangban van a reológiai szelvény változásaival. A felső kéreg nagyobb részét, kb. 11 km-es mélységig rideg reológiát mutat. Legtöbb rengés a rideg-képlékeny határ környezetében fordul elő, ahol (mint fentebb utaltunk rá) a deformációs energiasűrűség maximális nagyságú. Az alsó kéregbe lépve újból rideg reológia dominál, ez a sajátság ~20 km-ig figyelhető meg. A reológiai modell tehát egy rideg zónák közé ékelődött lágy réteget valószínűsít 11 és 14 km között. Rengések előfordulásáról a 11–15 km-es mélységszakaszon nincsenek indikációk, ami a szendvicsszerű reológiai rétegezethez lehetőséget nagyban megerősíti. Az eddig megfigyelt maximális fészekmélység a területen 15 km. Mivel modellünk újból képlékeny reológiába történő átmenetet ennél lényegesen nagyobb, ~20 km-es mélységre prediktál, nem zárható ki az eddig megfigyeltéknél nagyobb mélységű rengés előfordulásának lehetősége a területen. Potenciálisan tehát lehetséges nagy deformációs energiafelhalmozódás mélyebb régióban, mint amire szeizmicitás adatok eddig utalnak, ilyen térségek ezért szeizmikusan fokozott veszélyeztetettségűnek tekintendők [FURLONG, ATKINSON 1993]. A kaliforniai Loma Prieta helység közelében kipattant és ennek nevére ismertté vált 1989-es pusztító földrengés ilyen lehetőségre mutat példát. A rengés 18 km-es fészekmélysége lényegesen nagyobb a térségben addig előfordult maximális (12–15 km) értékeknél. FURLONG és LANGSTON [1990] reológiai modellvizsgálata szerint a Loma Prieta-i rengés nem tekinthető valamiféle meglepő, kivételes anomáliának, a reológiai modellben ugyanis a szeizmogén zóna alsó határa ~20 km-es mélységben húzódik.

A 8. ábra szerint az alsó kéreg mintegy 20 km-es mélységtől kezdődő tartománya lényegében aszeizmikus. A berhidai és a többi általunk számított reológiai szelvényen látható, hogy más intrakontinentális térségektől [CHEN, MOLNAR 1983] eltérően, a felső köpenyrész határozottan képlékeny reológiájú, az itteni ultrabázikus régió sem merevebb, nem nagyobb szilárdságú, mint az alsó kéreg kőzetei. Ezért szeizmikus aktivitás lehetősége a kéreg alatti litoszférában Magyarország egész területén nagy valószínűséggel kizárható.

Előbbihez közeli földrajzi térségből, Isztimér (47,33 °E, 18,20 °K) és Bakonysárákány (47,45 °E, 18,18 °K) területéről egy-egy viszonylag nagy (~4,4–4,6) magnitúdójú és szokatlanul nagy, 20 km-es fókuszmélységű rengésről van indikáció. A két helyszínről számított reológiai szelvény gyakorla-

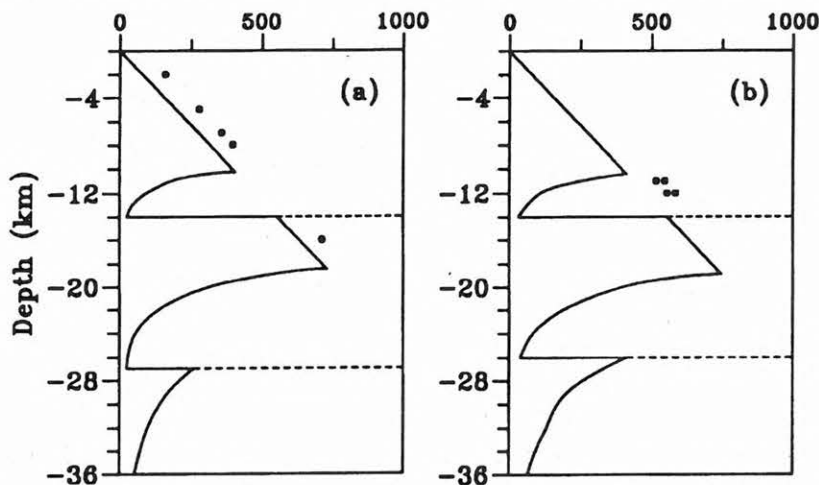


9. ábra. Reológiai szelvény és fészekmélységek két nagyméretű és nagymélységű földrengés (Bakonyársarkány, Isztimér; Dunántúli-középhegység) környezetében

Fig. 9. Rheological profile and focal depths for the areas of two relatively strong, deep earthquakes; Bakonyársarkány and Isztimér, Transdanubian Central Mts., Hungary

tilag azonos (9. ábra). Itt is szendvicsszerűen változó reológiai rétegződés figyelhető meg, a kéreg alsó negyede és a felső köpeny aszeizmikus. A valamivel alacsonyabb hőárammal jelzett kisebb kéreghőmérsékletek miatt a rideg-képlékeny átmenet az előbbinél némileg nagyobb mélységen jelentkezik. Modellünk szerint szeizmikus aktivitás a felső kéregben ~12 km-es, az alsó kéregben pedig ~22 km-es mélységig várható.

A 10. ábra két szeizmikusán igen aktív környezetre, Eger és Kecskemét térségére vonatkozó reológiai modelleket szemléltet. A reológiai rétegződés igen hasonló az előbbiekhöz. Sajnos, kevés, mindössze 4–5 hipocentrum-mélységadat áll rendelkezésre a területeken. A 8 km-nél nem nagyobb fészekmélységek jól alátámasztják a felső kéreg képlékeny tartományának lehetőségét Eger térségében. Igen érdekes



10. ábra. Reológiai szelvény és rengésfészkek mélysége Eger (a) és Kecskemét (b) térségében

Fig. 10. Rheological profile and focal depths in the regions of (a) Eger and (b) Kecskemét, Hungary

a viszonylag nagy energiájú ($M \sim 4,5$) 1956-os egerbaktai rengés; 16 km-es fészekmélysége nagyon jól egyezik az alsó kéregben újrakezdődő rideg zóna elhelyezkedésével. A kecskeméti rengésekből csak négynek ismeretes a fészekmélysége, értékük páronként 11, illetve 12 km. A modellezett reológiai szelvényen némileg sekélyebben, 10–11 km körül kezdődik képlékenység. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy mind a négy hipocentrum-meghatározás elég régien, 1896 és 1911 között történt meglehetősen durva izoszeisza térképek felhasználásával, a kapott mélységek hibája ezért minden bizonnyal jóval nagyobb lehet 1–2 km-nél.

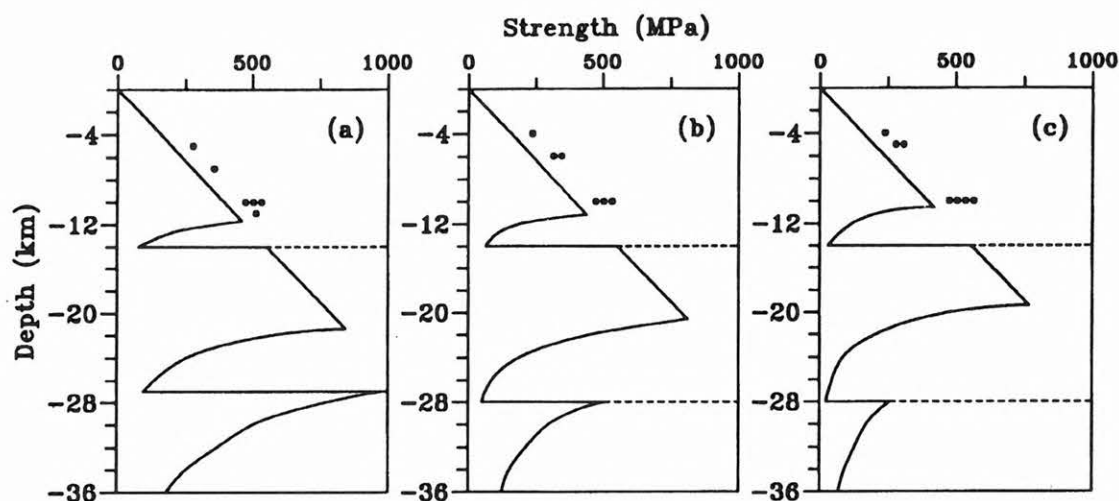
A 11. ábrán három nyugat-magyarországi térségre (Kisalföld, Marcali-medence — Kemenesalja vidéke, és Zala-medence) számított, egymáshoz nagyon hasonló reológiai szelvény látható. A rétegződés mindhárom esetben szendvicsszerű, egyetlen eltérés a szelvények között a rideg zónák balról jobbra megfigyelhető kivékonyodása. Az alacsony hőmérsékletek következtében a kéreg alatti litoszférarész reológiaiája a Kisalföldön a rideg állapothoz közeledik. A felső kéreg szeizmogén zónájában ugyancsak a Kisalföldre esik a három térségben eddig keletkezett legmélyebb (11 km) földrengés is. A felső és alsó kéregben modellünk szerint szeizmogén zónák mélységhatár-adatait a 2. táblázat tartalmazza.

9. Összefoglalás

Kétségtelen tény, hogy a litoszféra-alkotó kőzetek reológiai paramétereinek pontatlan ismerete, illetve az empirikusan meghatározott reológiai törvények földtani tér- és időskálára való kiterjesztése a fenti és hasonló reológiai modellvizsgálatok megbízhatóságának bizonyos korlátokat szab. Ettől függetlenül, a számított reológiai modell változásai és a szeizmicitás mélységeloszlásának mintázata között Magyarország területén igen jó egyezés mutatkozik. Bár a litoszféra kőzeteinek mind a rideg, mind a képlékeny folyási szilárdsága számos fizikai környezeti tényezőtől függ, a rengési hipocentrumok eloszlása a szilárdságnak leginkább hőmérséklettől és minearológiától való függését tükrözi.

Mivel azonban Magyarország területén a kéreghatárok helyzetének variációi igen mérsékelték, nem haladnak meg néhány kilométert, a kapott reológiai szelvények a szeizmogén zónák helyzetének elsősorban hőmérséklettel való összefüggésére utalnak. Ez a sajátság érthető is, ha figyelembe vesszük, hogy a szilárdság hőmérsékletfüggése különösen előtérbe kerül a Pannon-medencére általában jellemző magas hőmérsékleti szinteken.

Magyarország egész területére olyan reológiai rétegződés jellemző, hogy a kéregben két rideg, szeizmogén zóna közé egy lágyabb, aszeizmikus réteg ékelődik. A felső szeizmikus tartomány kb. 10 km-es mélységben végződik, ez a mélységhatár jó egyezést mutat hipo-



11. ábra. Reológiai szelvény és rengéshéscsúcsok mélysége három nyugat-magyarországi térségben (a: Kisalföld, b: Marcali-medence — Kemenesalja vidéke, c: Zala-medence)

Fig. 11. Rheological profiles and focal depths in three regions of Western Hungary: (a) Kisalföld (Little Hung.Plain), (b) Marcal basin — Kemenesalja area, and (c) Zala basin

Terület	Megszűnési mélység (km)		Reológiai átmenet hőmérséklete (°C)	
	felső kéreg	alsó kéreg	felső kéreg	alsó kéreg
Kisalföld	12	21—22	200	360—375
Dunántúli-középhegység				
Berhida térsége	11	20	200	375
Isztimér	12	22	200	375
Bakonysárkány	12	22	200	375
Dunántúli medencék				
Marcali-medence — Kemenesalja	11—12	20—21	185—205	360—375
Zala-medence	10—11	19—20	180—200	365—385
Nagyalföld				
Kecskemét térsége	10—11	19	185	370
Északi-középhegység				
Eger térsége	10	18—19	180—210	360—385
Közepes hőmérs.	—	—	195±3	372±3

2. táblázat. Szeizmogén felső és alsó kéregzónák megszűnési mélysége, valamint a rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérséklete Magyarország jelen dolgozatban vizsgált néhány földrajzi-földtani térségében

Table 2. Depth to the base of the upper and lower crustal seismogenic zones, and temperatures of the brittle-ductile rheological transition at some geographic-geologic units of Hungary considered in present work

centrum-adatokkal. A kéregszerkezet és termikus szerkezet kombinációja az alsó kéregnek a mintegy 20 km-es mélységig terjedő tartományában is (2. táblázat) lehetővé teszi rideg feszültségkioldódást. A mélyrengések ritka előfordulása és a fészekmélység meghatározásának nehézségei miatt az alsó szeizmogén zóna létezésére csak kisszámú földrengés utal Magyarországon. Másrészt viszont, az olyan hozánk hasonló térségek, ahol nem zárható ki az eddig megfigyeltknél mélyebb rengések előfordulása, szeizmikus veszélyeztetettség szempontjából foko-

zott figyelmet érdemelnek [FURLONG, ATKINSON 1993].

A 2. táblázat adatai szerint a felső szeizmogén zóna a 180—210 °C-os (közepes érték 195±3 °C), az alsó pedig a 360—385 °C-os (közép: 372±3 °C) izoterma mélységénél végződik. Az a következtetésünk, hogy a szeizmogén zónák határfelülete izotermikus, összhangban van más szerzők hasonló eredményeivel. MILLER és FURLONG [1988] például kimutatták, hogy az a mélység, amely fölött a kaliforniai Szent András törésvonal rengéseinek 90%-a elő-

fordult, jól egyezik a $\sim 300 \pm 50$ °C-os izoterma helyzetével.

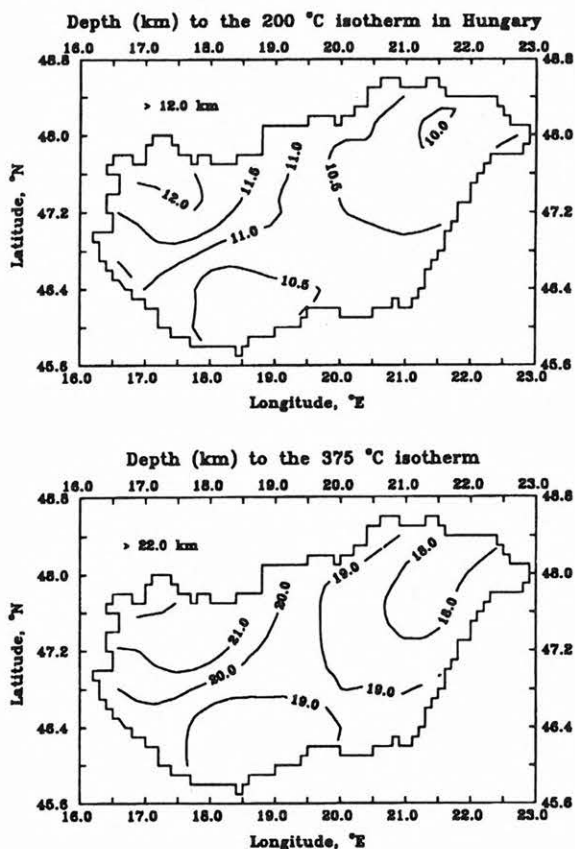
A 12. ábra a sekély és mély szeizmogén zónák megszűnésének, alsó határának változását szemlélteti Magyarországon területén. Mivel a termikus állapot országunkon belül nem mutat erős, nagy léptékű variációkat, a szeizmogén mélység határok változása

Köszönetnyilvánítás

Fenti vizsgálatok elvégzését az OTKA Iroda által a T 014423 sz. kutatási szerződés keretében nyújtott anyagi támogatás tette lehetővé.

HIVATKOZÁSOK

- ANSORGE J., BLUNDELL D., MUELLER St. 1992: Europe's lithosphere-seismic structure. In: D. BLUNDELL, R. FREEMAN, St. MUELLER (Editors), A Continent Revealed. The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 33-69
- ÁDÁM A., VANYAN L. L., VARLAMOV D. A., YEGOROV I. V., SHILOVSKI A. P., SHILOVSKI P. P. 1982: Depth of crustal conducting layer and asthenosphere in the Pannonian basin determined by magnetotellurics. *Phys. Earth Planet. Int.* **28**, 251-260
- ÁDÁM A., LANDY K., NAGY Z. 1989: New evidence for the distribution of the electric conductivity in the Earth's crust and upper mantle in the Pannonian basin as a 'hotspot'. *Tectonophysics* **164**, 361-368
- BODRI B. 1994: Földrengések és geotermika a Magyar-medencében. 1. rész: A rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérsékletéről. *Magyar Geofizika* **35**, 117-124
- BODRI B., IZUKA S. 1993: Earthquake cutoff depth as a possible geothermometer — applications to central Japan. *Tectonophysics* **225**, 63-78
- BODRI L. 1981: Geothermal model of the Earth's crust in the Pannonian basin. *Tectonophysics* **72**, 61-73
- CARTER N. L., TSENN M. C. 1987: Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* **136**, 27-63
- CHEN W. P., MOLNAR P. 1983: Focal depth of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* **88**, 4183-4214
- CSOMOR D., KISS Z. 1959: Die Seismizität von Ungarn. *Studia Geophys. Geodet.* **3**, 33-42
- ČERMÁK V. 1979: Review of heat flow measurements in Czechoslovakia. In: V. ČERMÁK, L. RYBACH (Editors), *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer Verlag, Berlin, 152-160
- ČERMÁK V., BODRI L. 1995: Three-dimensional deep temperature modelling along the European Geotraverse. *Tectonophysics* (in the press)
- ČERMÁK V., BODRI L., SAKIA M. M. 1991: Geothermal and rheological implications of the crustal earthquakes within and west of the Arakan-Yoma fold belt (Northeastern India). *J. Geol. Soc. India* **38**, 282-292
- ČERMÁK V., BODRI L., TANNER B. 1990: Deep crustal temperature along the central segment of the EGT. In: R. FREEMAN, St. MUELLER (Editors), *Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data Compilations and Synoptic Interpretation*. Commission of the European Communities, European Science Foundation Bruxelles, 431-440



12. ábra. Felső és alsó szeizmogén kéregzónák megszűnési mélységének változása Magyarországon területén

Fig. 12. Regional variations of the depth to the base of the upper and lower crustal seismogenic zones in Hungary

sai is viszonylag mérsékeltek, legfeljebb 3—5 km-t érnek el.

Végül néhány megjegyzés eredményeink tektonikai vonatkozásairól. Ismeretes, hogy lágy, képlékeny réteg jelenléte azért lehet lényeges a geodinamikai folyamatokban, mert megteremti ezek szétcsatoltságának lehetőségét. Az η effektív viszkozitás nagyságrendi becslésével ($\eta \approx \sigma / \dot{\epsilon}$; ahol σ a képlékeny folyási szilárdság és $\dot{\epsilon}$ a deformációs sebesség) megmutatható, hogy esetünkben a viszkozitás reverziói a rideg zónák közötti lágy rétegben vagy a legalsó kéregrétegben, illetve a szubkrusztális litoszférában elérhetnek 1—2 nagyságrendet. Regionális jellegű laterális tektonikus feszültség esetén ilyen viszkozitáskontrasztok lényeges eltéréseket eredményezhetnek a különböző mélységeken keletkező földtani mozgásokban, ennek pedig jelentős következményei lehetnek a régió tektonikus fejlődése szempontjából (feltolódás, pikkelytektonika stb.).

- DEÁK J., HORVÁTH F., MARTEL D. J., O'NIONS R. K., OXBURGH E. R., STEGENA L. 1988: Helium isotopes in geothermal waters from northwest Hungary. In: L. H. ROYDEN, F. HORVÁTH (Editors), *The Pannonian Basin — A Study in Basin Evolution*. AAPG Memoir 45, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 253–260
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PELLIS G., PASQUALE V. 1990: Heat flow and tectonics along the EGT southern segment. In: R. FREEMAN, St. MUELLER (Editors), *Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data Compillations and Synoptic Interpretation*. Commission of the European Communities, European Science Foundation, Bruxelles, 431–440
- DÖVÉNYI P., HORVÁTH F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian basin. In: L. H. ROYDEN, F. HORVÁTH (Editors), *The Pannonian Basin — A Study in Basin Evolution*. AAPG Memoir 45, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 195–233
- FURLONG K. P., ATKINSON S. M. 1993: Seismicity and thermal structure along the northern San Andreas Fault system, California, USA. *Tectonophysics* 217, 23–30
- FURLONG K. P., LANGSTON C. A. 1990: Geodynamic aspects of the Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1457–1460
- GILPIN B., LEE T. C. 1978: A microearthquake study in the Salton Sea geothermal area, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 441–450
- GOETZE C., EVANS B. 1979: Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 59, 463–478
- LACHENBRUCH A. H. 1968: Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 73, 6977–6989
- LACHENBRUCH A. H., SASS J. H. 1977: Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. In: J. G. HEACOCK (Editor), *The Earth's Crust. Its Nature and Physical Properties*. Geophys. Monogr. 20, Am. Geophys. Un., Washington, D. C., 626–675
- MARONE Ch., SCHOLZ C. H. 1988: The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regime. *Geophys. Res. Lett.* 15, 621–624
- MARQUIS G., HYNDMAN R. D. 1992: Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships. *Geophys. J. Int.* 110, 91–105
- MEISSNER R. 1986: *The Continental Crust. A Geophysical Approach*. Academic Press
- MILLER C. K., FURLONG K. P. 1988: Thermal-mechanical control on seismicity depth distributions in the San Andreas Fault zone. *Geophys. Res. Lett.* 15, 1429–1432
- POLLACK H. N., CHAPMAN D. S. 1977: On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38, 279–296
- POSGAY K. 1975: Mit Reflexionsmessungen bestimmte Horizonte und Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste und Erdmantel. *Geophys. Trans.* 23, 13–18
- POSGAY K., ALBU I., MAYEROVÁ M., NAKLÁDALOVÁ Z., IBRMAJER I., BLÍŽKOVSKÝ M., ARIČ K., GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geophys. Trans.* 36, 7–13
- POSGAY K., ALBU I., RÁNER G., VARGA G. 1986: Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. In: M. BARAZANGI, L. BROWN (Editors), *Reflection Seismology: A Global Perspective*. AGU Geodynamics Series, 13, Washington, D. C., 55–65
- POSGAY K., SZENTGYÖRGYI K. 1991: A litoszférát harántoló eltolásos törérendszer a Pannon-medence keleti részén. *Magyar Geofizika*, 32, 1–15
- ROY R. F., BLACKWELL D. D., BIRCH F. 1968: Heat generation in plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 1–12
- SIBSON R. H. 1984: Roughness at the base of the seismogenic zone: Contributing factors. *J. Geophys. Res.* 89, 5791–5799
- SMITH R. B., SHUEY R. T., PELTON J. R., BAILEY J. R. 1977: Yellowstone hot spot: Contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and aeromagnetic data. *J. Geophys. Res.* 82, 3665–3676
- SOLLOGUB V. B., GUTERCH A., PROSEN D. 1980: *Structure of the Earth's Crust in Central and Eastern Europe According to Geophysical Investigations*. Naukova Dumka, Kiev (in Russian)
- TSE S. T., RICE J. R. 1986: Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.* 91, 9452–9472
- VELICIU S., DEMETRESCU C. 1979: Heat flow in Romania and some relations to geological and geophysical features. In: V. ČERMAK, L. RYBACH (Editors), *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer Verlag, Berlin, 253–260
- WIENS D. A., STEIN S. 1983: Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution. *J. Geophys. Res.* 88, 6455–6468

Laterálisan gyengén inhomogén közegben terjedő P-SV hullámok diszperziós relációja és elmozdulásfüggvényei¹

FANCSIK TAMÁS²

A dolgozatban a WKB-módszert felhasználva megadjuk a sokréteges, laterálisan inhomogén közegben terjedő P-SV hullámok diszperziós relációját és elmozdulásfüggvényeit. A diszperziós egyenlet numerikus megoldása alapján elemezzük a csatolás hatását, a fázissebesség–hely függvényt és az inhomogenitás kimutathatóságát.

T. FANCSIK: Dispersions and displace functions of P-SV waves propagating in laterally weakly inhomogeneous media

Using the WKB-method dispersions and displace functions are given for P-SV waves propagating in a laterally inhomogeneous media. By means of numeric solutions of the derived dispersion equation coupling effect, phase velocity–place function and the detectability of laterally inhomogeneities.

Bevezetés

Széntelepes összetek hullámvezető tulajdonságát EVISON [1955] vette észre, a probléma részletes elméleti tárgyalását először KREY [1963] közölte. A szakirodalomban e témát azóta alaposan feldolgozták. Így az SH hullámok abszorpcióját először BUCHANAN [1987] tárgyalta a konstans Q modell segítségével szimmetrikus, háromréteges összetekre, míg háromréteges aszimmetrikus szerkezetre a Poynting-Thomson test alkalmazásával DOBRÓKA és ÖRMÖS [1983] vezetett le komplex diszperziós relációt és elmozdulásfüggvényeket. Rayleigh típusú hullámokra DRESEN et al. [1985] publikált diszperziós görbéket.

Sokréteges, rétegenként homogén, izotróp bányabeli szerkezetek diszperziós sajátosságait RÄDER et al. [1985] vizsgálta SH hullámok esetén (fázisrekurziós algoritmus), míg SH és P-SV hullámokra együtt BUCHANAN [1987] tárgyalta e problémát (mátrixrekurziós technika).

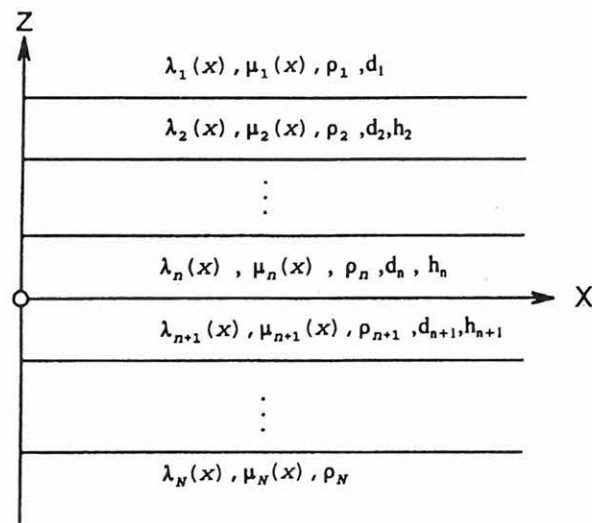
Szerkezeteken belüli inhomogenitásokat, diszkontinuitásokat elsősorban véges-differenciás algoritmusokkal modellezték a szakirodalomban. Analitikusan, a horizontális inhomogenitások hatását SH hullámok diszperziós sajátosságaira DOBRÓKA [1987] írta le a WKBJ módszer alkalmazásával háromréteges, disszipatív összetek alapul véve. Ugyanilyen modellre, de vertikális inhomogenitás esetén DANILOV et al. [1990] végzett vizsgálatokat. Homogén, disszipatív, lassan változó telepvastagságú szerkezetben terjedő Love típusú telephullámokat WKB közelítésben pedig DOBRÓKA [1988] írta le.

Ez utóbbi vizsgálatokhoz kapcsolódva, ebben a dolgozatban a P-SV hullámok diszperziós tulajdonságait elemezzük laterálisan gyengén inhomogén,

sokréteges, veszteségmentes közegben a WKBJ-approximáció felhasználásával.

Analitikus összefüggések

A problémát az 1. ábrán látható N réteges szerkezet feltételezésével tárgyaljuk, ahol a közeg rétegenként gyengén inhomogén, azaz a λ és μ Lamé-állandók az x koordináta függvényében lassan változnak.



1. ábra. A rétegsor geometriája

Fig. 1. Geometry of layers

(A sűrűségeket rétegenként konstansnak vettük, tekintettel a P-SV hullámok nem túl jelentős sűrűségérzékenységre).

$\lambda_n(x), \mu_n(x)$: Lamé-állandók;

ρ_n : sűrűség;

d_n : az (x, y) sík és az n -dik réteg aljának távolsága;

h_n : az n -dik réteg vastagsága.

¹ Beérkezett: 1995. július 18-án

² Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszék, H-3515 Miskolc, Egyetemváros

Inhomogén közegben a hullámterjedést a mozgásegyenlet segítségével írhatjuk le:

$$\rho \frac{\partial u_i^2}{\partial t^2} = \mu \Delta u_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \operatorname{div} \vec{s} +$$

$$+ \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial \lambda}{\partial x_i} \operatorname{div} \vec{s}, \quad (1)$$

ahol $\vec{s} = (u_x, 0, u_z)$ elmozdulásvektort, i, k pedig az x, z indexeket jelenti általában. A feladat laterális inhomogenitás figyelembe vétele mellett is kétdimenziós, tehát a $\partial/\partial y = 0$ kikötést megtehetjük. A mozgásegyenlet ekkor az SH hullámot és a minket érdeklő P-SV hullámot leíró y -tól független (1) mozgásegyenletre szeparálódik, vagyis az elmozdulástér egy $\vec{s}_{SH} = (0, u_y, 0)$ és egy $\vec{s} = (u_x, 0, u_z)$ egymástól független két elmozdulástérre bontható. A továbbiakban (1) egyenlet vezetett hullám megoldását keressük.

Ismert, hogy az \vec{s} vektortér egyértelmű felbontásához jutunk, ha egy forrás- és egy örvénymentes vektortér összegeként állítjuk elő. A φ skalár és $\vec{\psi}$ vektorpotenciál segítségével \vec{s} legyen:

$$\vec{s} = \nabla \varphi + \operatorname{rot} \vec{\psi}, \quad (2)$$

ahol $\vec{\psi} = (0, \psi, 0)$. Az (1) -et $e^{i\omega t}$ időfüggés feltételezése mellett írjuk vektoros alakban:

$$\mu \Delta \vec{s} + \rho \omega^2 \vec{s} + (\lambda + \mu) \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{s} + 2(\operatorname{grad} \mu, \operatorname{grad}) \vec{s} +$$

$$+ \operatorname{grad} \mu \times \operatorname{rot} \vec{s} + \operatorname{grad} \lambda \operatorname{div} \vec{s} = \vec{0}. \quad (3)$$

Helyettesítsük (2)-t (3)-ba, de a követhetőség kedvéért foglalkozunk először csak a φ -t tartalmazó tagokkal:

$$(\lambda + 2\mu) \operatorname{grad} \Delta \varphi + \rho \omega^2 \varphi +$$

$$+ 2(\operatorname{grad} \mu, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \varphi + \operatorname{grad} \lambda \Delta \varphi + \vec{r}_{\psi} = \vec{0}, \quad (4)$$

ahol \vec{r}_{ψ} a $\operatorname{rot} \vec{\psi}$ -ből eredő rész. A (4) egyenlet átalakításához még további összefüggéseket kell felhasználni, nevezetesen

$$(\lambda + 2\mu) \operatorname{grad} \Delta \varphi = \operatorname{grad} [(\lambda + 2\mu) \Delta \varphi] - \Delta \varphi \operatorname{grad} (\lambda +$$

$$+ 2\mu) \operatorname{rot} (\operatorname{grad} \varphi \times \operatorname{grad} \mu) = \operatorname{grad} \varphi \Delta \mu - \operatorname{grad} \mu \Delta \varphi +$$

$$+ (\operatorname{grad} \mu, \operatorname{grad} (\operatorname{grad} \varphi - (\operatorname{grad} \varphi, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \mu).$$

Ezeket (4)-be írva kapjuk, hogy

$$\operatorname{grad} [(\lambda + 2\mu) \Delta \varphi + \rho \omega^2 \varphi] + 2 \operatorname{rot} (\operatorname{grad} \varphi \times \operatorname{grad} \mu) +$$

$$+ 2[(\operatorname{grad} \varphi, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \mu - \operatorname{grad} \Delta \mu] + \vec{r}_{\psi} = \vec{0}. \quad (5)$$

A $\vec{\psi}$ -t tartalmazó rész átalakításához vissza kell nyúlni az (1) egyenlethez. Mivel

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\partial \mu}{\partial x_k} u_k \right) - \frac{\partial^2 \mu}{\partial x_k \partial x_i} u_k = \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i},$$

ezért az (1)-ben szereplő $\partial \mu / \partial x_k$ -val arányos tagok

$$\frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} = 2 \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} - \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i} =$$

$$= 2 \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\partial \mu}{\partial x_k} u_k \right) - 2 \frac{\partial^2 \mu}{\partial x_k \partial x_i} u_k + \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k} - \frac{\partial \mu}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i}$$

átalakítással (1) egy másik vektoros alakja:

$$\Delta \vec{s} + \rho \omega^2 \vec{s} + (\lambda + 2\mu) \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{s} + 2 \operatorname{grad} (\operatorname{grad} \mu, \vec{s}) -$$

$$- \operatorname{grad} \mu \times \operatorname{rot} \vec{s} - (\vec{s}, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \mu + \operatorname{grad} \lambda \operatorname{div} \vec{s} = \vec{0}. \quad (6)$$

A $\operatorname{rot} \vec{\psi}$ (6)-ba történő helyettesítése után a következő összefüggéseket alkalmazzuk:

$$\mu \Delta \operatorname{rot} \vec{\psi} = \operatorname{rot} (\mu \Delta \vec{\psi}) - \operatorname{grad} \mu \times \Delta \vec{\psi},$$

$$\operatorname{grad} \times \operatorname{rot} \vec{\psi} = \operatorname{grad} \mu \times \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{\psi} - \operatorname{grad} \mu \times \Delta \vec{\psi},$$

$$\operatorname{rot} (\mu \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{\psi}) = \operatorname{grad} \mu \times \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{\psi}.$$

Ezek alapján (6) új alakja:

$$\operatorname{rot} (\mu \Delta \vec{\psi} + \rho \omega^2 \vec{\psi} - \mu \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{\psi}) +$$

$$+ 2 \operatorname{grad} (\operatorname{grad} \mu, \operatorname{rot} \vec{\psi}) -$$

$$- 2(\operatorname{rot} \vec{\psi}, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \mu + \vec{r}_{\psi} = \vec{0}, \quad (7)$$

ahol \vec{r}_{ψ} a φ -t tartalmazó tagokat jelenti. Kombináljuk az (5) és (7) egyenleteket és tegyük meg a következő kikötéseket:

$$|\operatorname{grad} \varphi| \gg \left| \frac{2}{\rho \omega^2} [(\operatorname{grad} \varphi, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \mu - \operatorname{grad} \varphi \Delta \mu] \right|,$$

$$|\operatorname{rot} \vec{\psi}| \gg \left| \frac{2}{\rho \omega^2} (\operatorname{rot} \vec{\psi}, \operatorname{grad}) \operatorname{grad} \mu \right|. \quad (8)$$

Az egyenlőtlenségek teljesülése esetén, tehát amikor az elmozduláshoz képest a Lamé-állandó második deriváltjaival arányos tagokat elhanyagolhatónak tekintjük, a következő örvény- és forrásmentes felbontást kapjuk:

$$\begin{aligned} & \text{grad} [(\lambda+2\mu) \Delta\varphi + \rho\omega^2\varphi + 2(\text{grad } \mu, \text{rot } \vec{\psi})] + \\ & + \text{rot} [\mu\Delta\vec{\psi} - \mu \text{grad div } \vec{\psi} + 2 \text{grad } \mu \times \text{grad } \varphi] = \vec{0}. \end{aligned} \quad (8a)$$

A (8) egyenlőtlenségeket a gyenge inhomogenitás feltételeként írjuk elő. A rot operációval előállítható vektortér változatlan marad, ha az operáció argumentumához egy $\text{grad}\theta$ skalárfüggvényt adunk. Esetünkben

$$\theta = \mu \text{div } \vec{\psi} - \int_{P_0}^P \text{grad } \mu \text{div } \vec{\psi} ds$$

választással élve a gyengén inhomogén közegben terjedő hullámokat leíró differenciálegyenlet-rendszer a következő:

$$\Delta\varphi + \omega^2 s_\alpha^2 \varphi = -\frac{2}{\lambda+2\mu} (\text{grad } \mu, \text{rot } \vec{\psi}) \quad (9)$$

$$\Delta\vec{\psi} + \omega^2 s_\beta^2 \vec{\psi} = -\frac{2}{\mu} (\text{grad } \mu \times \text{grad } \varphi),$$

ahol $s_\alpha = 1/\alpha$ longitudinális, $s_\beta = 1/\beta$ transzverzális lassúság. Vegyük észre, hogy (9) levezetéséhez nem használtuk ki a laterális inhomogenitás egyszerűsítő feltételét, ugyanis (1) alakja formailag nem változik, ha az y koordinátát és a $\partial/\partial y \neq 0$ -t is tekintetbe vesszük. Tehát háromdimenziós inhomogenitás esetén a hullámterjedést formailag egy (9) alakú csatolt egyenlet-rendszer írja le. Ebből az következik, hogy már gyenge inhomogenitás fennálltakor sem tekinthetünk el a P és az S hullámok csatolásától, tehát tisztán longitudinális és transzverzális hullámok már első közelítésben sem léteznek.

Laterálisan inhomogén közegben (9) a következőképpen alakul:

$$\Delta\varphi + \omega^2 s_\alpha^2 \varphi = \frac{2}{\lambda+2\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{\partial\varphi}{\partial z} \quad (10)$$

$$\Delta\psi + \omega^2 s_\beta^2 \psi = \frac{2}{\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{\partial\varphi}{\partial z}$$

Ilyen kitevételek mellett — a fenti megfontolások alapján — (10) a P és SV hullámok terjedését írja le (ez ugyanis a $\partial/\partial y = 0$ kikötés következménye). A (10) egyenletrendszer megoldását WKB-módszer felhasználásával keressük meg. Legyen

$$\begin{aligned} \varphi &= w(z) v(x) \\ \psi &= u(z) r(x) \end{aligned} \quad (10a)$$

szorzatként előállítható, melyet (10)-be írva és rendezve:

$$\frac{1}{w} \left(\frac{d^2 w}{dz^2} + \omega^2 s_\alpha^2 w - \frac{2}{\lambda+2\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{dw}{dz} \frac{v}{v} \right) + \frac{1}{v} \frac{d^2 v}{dx^2} = 0 \quad (11)$$

$$\frac{1}{u} \left(\frac{d^2 u}{dz^2} + \omega^2 s_\beta^2 u - \frac{2}{\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{dw}{dz} \frac{v}{r} \right) + \frac{1}{r} \frac{d^2 r}{dx^2} = 0$$

A fázist $\varphi(x)$ -szel jelölve — ugyanarról a hullámról lévén szó — a $v(x)$ és $r(x)$ függvényekre

$$\begin{aligned} v &\sim e^{i\varphi(x)} \\ r &\sim e^{i\varphi(x)} \end{aligned} \quad (11a)$$

összefüggések érvényesek, ahonnan nulladik közelítésben

$$\frac{1}{w} \left(\frac{d^2 w}{dz^2} + \omega^2 s_\alpha^2 w \right) = \left(\frac{d\varphi}{dx} \right)^2 = \omega^2 s^2(x),$$

$$\frac{1}{u} \left(\frac{d^2 u}{dz^2} + \omega^2 s_\beta^2 u \right) = \left(\frac{d\varphi}{dx} \right)^2 = \omega^2 s^2(x)$$

egyenletek adódnak. Az $\omega s(x)$ az x -től gyengén függő szeparációs paraméter. Megoldások ebben az esetben:

$$w = A e^{-p z} + B e^{p z}$$

$$u = C e^{-q z} + D e^{q z}$$

$$\varphi = \omega \int s(\xi) d\xi,$$

$$p = \omega \sqrt{s^2 - s_\alpha^2}; \quad q = \omega \sqrt{s^2 - s_\beta^2}.$$

Ezeket a megoldásokat a közelítés következő lépésében felhasználva — ahol az első és második deriváltakat is figyelembe vesszük — kapjuk a

$$v(x) \sim r(x) \sim \frac{1}{\sqrt{s}} e^{i\omega \int s(\xi) d\xi} \quad (12)$$

eredményt [BUDDEN 1966, DANILOV, DOBRÓKA, YAMSHIKOV 1990]

$$\left| \frac{1}{\omega^2 s^2} \frac{ds}{dx} \right| \ll 1 \quad (12a)$$

feltétel mellett, valamint a következő egyenletrendszert:

$$\frac{d^2 w}{dz^2} - \omega^2 (s^2 - s_\alpha^2) w = \frac{2}{\lambda + 2\mu} \frac{d\mu}{dx} q (C e^{-qz} - D e^{qz}) \quad (13)$$

$$\frac{d^2 u}{dz^2} - \omega^2 (s^2 - s_\beta^2) u = \frac{2}{\mu} \frac{d\mu}{dx} p (A e^{-pz} - B e^{pz}).$$

(13)-at megoldjuk a konstans variáció módszerével, majd felhasználva (10a)-t és (12)-t az elmozduláspotenciálok:

$$\begin{aligned} \varphi &= \frac{1}{\sqrt{s}} (A e^{-pz} + B e^{pz}) e^{i\omega \int s(\xi) d\xi} + \\ &+ \frac{2}{\lambda + 2\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{q}{p^2 - q^2} \frac{1}{\sqrt{s}} (C e^{-qz} + D e^{qz}) e^{i\omega \int s(\xi) d\xi}, \\ \psi &= \frac{1}{\sqrt{s}} (C e^{-qz} + D e^{qz}) e^{i\omega \int s(\xi) d\xi} + \\ &+ \frac{2}{\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{q}{p^2 - q^2} \frac{1}{\sqrt{s}} (A e^{-pz} + B e^{pz}) e^{i\omega \int s(\xi) d\xi}. \end{aligned}$$

Bevezetve a

$$P(x) = \frac{2}{\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{p}{p^2 - q^2},$$

$$Q(x) = \frac{2}{\lambda + 2\mu} \frac{d\mu}{dx} \frac{q}{p^2 - q^2}$$

jelölést az elmozduláskomponensek (2) alapján:

$$\begin{aligned} u_x &= \frac{1}{\sqrt{s}} \left[ikA \left(1 + \frac{pP(x)}{ik} \right) e^{-pz} + qC \left(1 + \frac{ikQ(x)}{q} \right) e^{-qz} + \right. \\ &+ ikB \left(1 + \frac{pP(x)}{ik} \right) e^{pz} - qD \left(1 + \frac{ikQ(x)}{q} \right) e^{qz} \left. \right] e^{i\omega \int s(\xi) d\xi}, \\ u_z &= \frac{1}{\sqrt{s}} \left[-pA \left(1 - \frac{ikP(x)}{p} \right) e^{-pz} + ikC \left(1 - \frac{qQ(x)}{ik} \right) e^{-qz} + \right. \\ &+ pB \left(1 - \frac{ikP(x)}{p} \right) e^{pz} + ikD \left(1 - \frac{qQ(x)}{ik} \right) e^{qz} \left. \right] e^{i\omega \int s(\xi) d\xi}. \end{aligned} \quad (14)$$

Megjegyezzük, hogy a (11) egyenletek — a (11a) összefüggések miatt — csatolt differenciálegyenlet-rendszerként is megoldhatók, s az így kapott eredmények szintén a (14) által megadott elmozdulásokra vezetnek.

A vezetethullám-megoldáshoz tekintetbe kell venni a határfeltételeket, nevezetesen az u_x és u_z elmozdulások, σ_{zx} , σ_{zz} normálirányú feszültségek folytonosságát a réteghatárokon, valamint $z \rightarrow \pm \infty$ esetén a reguláris hullámmegoldást. Ekkor egy tet-szőleges n -dik rétegre felírható a következő egyenlet [BUCHANAN 1989]:

$$\Lambda_{n+1} = (d_n) Q_{n+1} \vec{v}_{n+1} = \Lambda_n (d_n) Q_n \vec{v}_n, \quad (15)$$

ahol

$$\vec{v}_n^T = [A_n, C_n, B_n, D_n], \quad (16)$$

$$\Lambda_n (d_n) = \text{diag}[e^{-p_n z}, e^{-q_n z}, e^{p_n z}, e^{q_n z}],$$

$$Q_n = \begin{bmatrix} ikR_{1P}^n & q_n R_{1Q}^n & ikR_{1P}^n & -q_n R_{1Q}^n \\ -p_n R_{2P}^n & ikR_{2Q}^n & p_n R_{2P}^n & ikR_{2Q}^n \\ -ikp_n \mu_n (R_{1P}^n + R_{2P}^n) & -\mu_n (k^2 R_{2Q}^n + q_n^2 R_{1Q}^n) & ikp_n \mu_n (R_{1P}^n + R_{2P}^n) & -\mu_n (k^2 R_{2Q}^n + q_n^2 R_{1Q}^n) \\ p_n^2 \xi_n R_{2P}^n - k^2 \lambda_n R_{1P}^n & -ikq_n (\xi_n R_{2Q}^n - \lambda_n R_{1Q}^n) & p_n^2 \xi_n R_{2P}^n - k^2 \lambda_n R_{1P}^n & -ikq_n (\xi_n R_{2Q}^n - \lambda_n R_{1Q}^n) \end{bmatrix}$$

$$\xi_n = \lambda_n + 2\mu_n, R_{1P}^n = 1 + \frac{p_n P_n(x)}{ik}, R_{2P}^n = 1 - \frac{ikP_n(x)}{p_n}, R_{1Q}^n = 1 + \frac{q_n Q_n(x)}{ik} \text{ és } R_{2Q}^n = 1 - \frac{ikQ_n(x)}{q_n}.$$

(15)-ben \vec{v}_{n+1} a konstansokat tartalmazó vektor $a\vec{v}_n$ -nel kifejezhető és ezt kiterjeszthetjük az elsőől az utolsó rétegig. Az eredmény (a mátrixműveletek végeredményeként kapott 4×4 -es mátrixot 2×2 -es al-mátrixokkal írva):

$$\begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ B_n \\ D_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_1 \\ C_1 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (17)$$

ahol felhasználtuk a regularitási feltételeket, azaz $z \rightarrow \infty$ esetben $B_1 = D_1 = 0$ és $z \rightarrow -\infty$ esetre $A_N = C_N = 0$. A (17) egyenletnek minden frekvenciára és hullám-számmra érvényesnek kell lennie, ami akkor lehetséges, ha

$$\det M_{11} = 0 \quad (18)$$

teljesül. A (18) tehát nem más, mint a laterálisan gyengén inhomogén közegben terjedő csatolt P-SV hullámok diszperziós relációja a (12a) és (18) egyenlőségek teljesülése mellett. Nyilvánvaló, hogy $d\mu/dx = 0$ esetben (14) a homogén közegre levezethető elmozdulásfüggvényeket, (18) pedig az ennek megfelelő diszperziós relációt szolgáltatja.

A következő fejezetben megvizsgáljuk a csatolás hatását és az inhomogenitás okozta hatásokat, valamint konkrét modellpéldán a rétegparaméterek és perturbációjuk kimutathatóságát.

Numerikus eredmények

A csatolás hatásának érzékeltetésére mutatunk egy jellemző példát az 1. táblázatban szereplő paraméterek meghatározta modellre, mely egy lyukóbányai háromréteges széntelepes szerkezetnek feleltethető meg. Az inhomogenitást — az egyszerűség kedvéért — mindhárom rétegben ugyanúgy vettük fel.

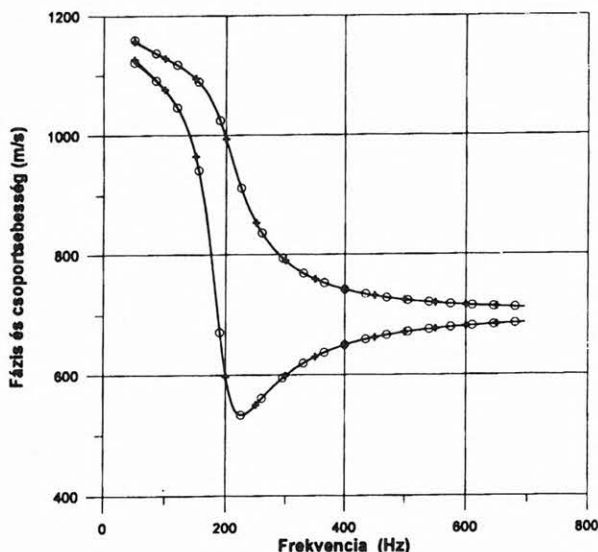
V_p [m/s]	V_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	H [m]
3000	1200	2100	—
2000	700	1400	3
3000	1200	2100	—

Inhomogenitásfüggvény: $p(x) = p_0 (1,3 - 0,3e^{-(\frac{x}{10H})^2})$

1. táblázat. A háromréteges modell paraméterei és az inhomogenitásfüggvény, ahol p_0 a V_p longitudinális és V_s transzverzális testhullámsebességek bármelyike lehet; x a helykoordináta

Table 1. Parameters of three-layered model and function of inhomogeneity, where p_0 is a V_p longitudinal and V_s shear velocity; x is a place coordinate

A (18) egyenlet alapján az $x=0$ pontban számított fázis- és csoportsebességeket a 2. ábrán tüntettük fel, valamint az ugyanebben a pontban számolt, de homogénnek tekintett szerkezetben terjedő csatolatlan



2. ábra. Csatolt (0) és lokálisan homogén szerkezet (+) fázis- és csoportsebessége az $x=0$ pontban

Fig. 2. Phase and group velocity of coupling (0) and locally homogeneous structure (+) at $x=0$

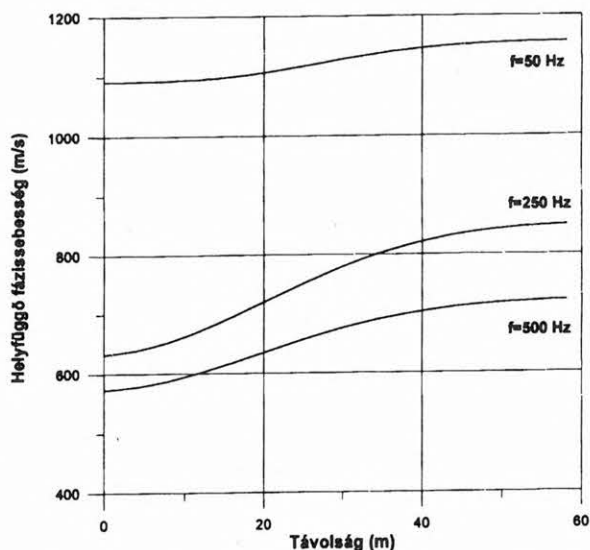
hullám diszperziós görbéit is ábrázoltuk. Ez utóbbi az inhomogén szerkezetnek lokálisan homogén szerkezettel történő közelítését jelenti. Az ábra tanúsága szerint a két eset szinte ugyanarra az eredményre vezet, a gyakorlat szempontjából a csatolás tehát gyengén inhomogén közegben elhanyagolható. Tekintettel DOBRÓKA SH hullámokra végzett vizsgálataira, kimondható, hogy laterálisan gyengén inhomogén közegben terjedő P-SV és SH hullámok diszperziós relációja lokálisan homogén szerkezetek diszperziós relációjaként adódik. A továbbiakban ezért a csatolástól eltekintünk és az egyszerűbb, a homogén esetnek megfelelő diszperziós egyenletekkel számolunk adott x távolság esetén.

Az inhomogenitás fázissebességre gyakorolt hatását az 1. táblázat modelljén tanulmányozzuk, de azal a változtatással, hogy csak a szénrétegbeli μ Lamé-állandót tekintjük az ott megadott függvény szerint helyfüggőnek. Azért ezt az esetet vizsgáljuk, mert a fedő és a fekü közetei kompaktabbak, homogénebbek a telephez képest, továbbá a szénbeli perturbációk hatását tudjuk így kimutatni.

A fázissebességnek rögzített frekvenciákon a hely függvényében történő alakulását a 3. ábrán láthatjuk. Szembetűnő, hogy legjelentősebb változást az Airy-frekvencia körüli görbe mutat (250 Hz), kisebb az 500 Hz-en és legkisebb az 50 Hz-en számolt görbe változékonysága. Az effektus magyarázható a diszperzió sajátja alapján, de a jelenség jobb megértését és további következtetések levonását teszi lehetővé az ún. érzékenységi paraméter alkalmazása.

Definiáljuk tehát a hullámterjedés valamely jellemzőjének, például a c fázissebességnek a φ_c érzékenységet egy p rétegparaméterre vonatkozóan a következő összefüggéssel:

$$\varphi_c = \lim_{\Delta p/p} \frac{[c(p+\Delta p) - c(p)]/c(p)}{\Delta p/p} = \frac{d \ln c(p)}{d \ln p}$$

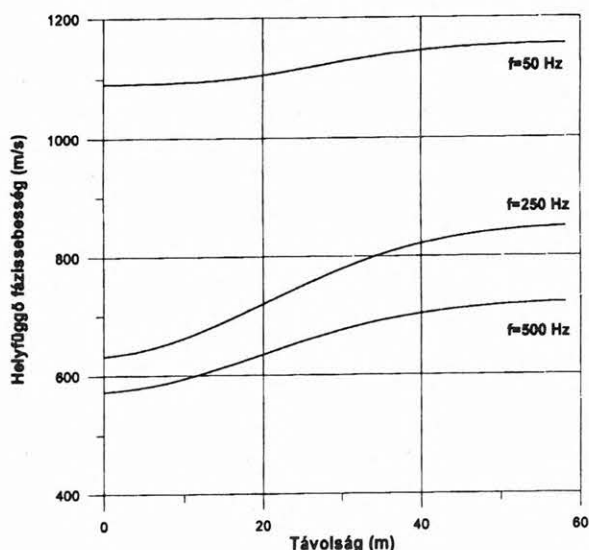


3. ábra. A fázissebesség hely függvényében történő alakulása rögzített frekvenciák esetén

Fig. 3. Formation of phase velocity in x coordinate at the given frequencies

Ha φ_c -t a frekvencia függvényében ábrázoljuk, akkor ún. érzékenységgörbéket kapunk. Az érzékenység dimenziótlán és a benne szereplő mennyiségek nagyságrendjétől független mennyiség, mely megmutatja, hogy p 1%-os megváltozása a fázissebességben hány százalékos változást jelent.

A fázissebességnek transzverzális és longitudinális testhullámsebesség érzékenységét a 4. ábrán láthatjuk. Megfigyelhető, hogy a transzverzális hullámsebesség-érzékenység görbe alacsony frekvencián nullától indul, ugyanis — a nagy hullámhossz miatt — a hullámterjedést a féltér paraméterei befolyá-



4. ábra. Fázissebesség érzékenység a telep transzverzális (φ_c^t) és longitudinális (φ_c^l) hullámsebességeire

Fig. 4. Parameter sensitivity in the case of shear (φ_c^t) and longitudinal (φ_c^l) velocity

solják. Az Airy-fázis közelében — ahol a hullámhossz összemérhető a telepvastagsággal — az érzékenység egyes feletti maximuma azt jelenti, hogy a szénbeli transzverzális hullámsebesség változásánál a fázissebesség változás mértéke jelentősebb (közel 1,4-szerese). Nagyfrekvenciák tartományában, vagyis kicsi hullámhosszaknál — amikor is a hullám a telepben egyre inkább testhullámként terjed — 1-hez közeli érzékenységet kapunk, ami tehát csökkenő diszperziót és a réteg majdnem kizárólagos hatását jelenti. Ezek az eredmények összhangban vannak a 3. ábra görbéinek viselkedésével, ami azt a következtetést vonja maga után, hogy a telepbeli inhomogenitások kutatására az Airy-frekvencia és az attól nagyobb frekvenciák alkalmasak. Tekintetbe kell venni azonban, hogy az Airy-fázis körüli frekvenciasáv alapján a perturbáció jelentősebb hatással jelentkezik a valóságosnál, tényleges mértékéről nagyfrekvenciákon kaphatunk információt.

A 4. ábra másik görbéje a longitudinális testhullámsebesség érzékenység közel egy nagyságrenddel kisebb a transzverzális sebesség érzékenységéhez viszonyítva. A P-SV hullámok által detektálható szénbeli inhomogenitások ezek szerint szinte csak a transzverzális testhullámsebesség perturbációjából eredeztethetők. A terepi mérések hibáit és bizonytalanságait figyelembe véve az a következtetés vonható le, hogy P-SV hullámmal a longitudinális sebesség gyakorlatilag nem vizsgálható.

Összefoglalás

Ebben a dolgozatban laterálisan gyengén inhomogén közegben terjedő P-SV hullámok diszperziós relációját és elmozdulásfüggvényeit adtuk meg a WKB-approximáció segítségével, kijelölve a közelítés érvényességi tartományát is. A mozgásegyenlet megoldása során kiderült, hogy ilyen körülmények között — még a peremfeltételek figyelembevétele előtt — a longitudinális és transzverzális komponens csatolódik. Modellszámítások alapján azonban kimondható — melyek közül egy jellemző példát be is mutattunk —, hogy elegendően gyenge inhomogenitás esetén gyakorlatilag a csatolástól eltekinthetünk, s a diszperziós reláció lokálisan homogén szerkezetekre érvényes diszperziós egyenletként adható meg.

A gyakorlat, tehát a méréstervezés és értelmezés szempontjait figyelembe véve egy háromréteges szerkezetre alkalmaztuk eredményeinket. Megmutattuk, hogy széntelepbeli inhomogenitások elsősorban a telep transzverzális testhullámsebességének perturbálódásához köthetők, melyek az Airy- és attól magasabb frekvenciákon jelentkeznek. Megállapítottuk továbbá, hogy a telep longitudinális sebességéről — a csekély érzékenység miatt — telephullámokkal gyakorlatilag nem juthatunk információhoz.

HIVATKOZÁSOK

BUCHANAN D. J. 1978: The propagation of attenuated SH channel waves. *Geophysical Prospecting* 26, 26–28

- BUCHANAN D. J. 1987: Dispersion calculation for SH and P-SV waves in multilayered coal seams. *Geophysical Prospecting* **35**, 62-70
- BUDDEN K. G. 1966: Radio waves in the ionosphere. Cambridge Univ. Press, 130-136
- DANILOV V. N., DOBRÓKA M., YAMSHIKOV V. S. 1990: The propagation of channel waves in a coal seam with horizontal and vertical inhomogeneities. *Geophysical Transactions* **35**, 199-208
- DOBRÓKA M., ORMOS T. 1983: Absorption-dispersion relation for Love channel waves. *Geophysical Transactions* **29**, 2, 117-128
- DOBRÓKA M. 1987: Love seam waves in a horizontally inhomogeneous three-layered medium. *Geophysical Prospecting* **35**, 502-516
- DOBRÓKA M. 1988: On the absorption-dispersion characteristics of channel waves propagating in coal seams of varying thickness. *Geophysical Prospecting* **36**, 318-331
- DRESEN L., KERNER C., KÜHBACH B. 1985: The influence of an asymmetry in the sequence 'rock-coal-rock' on the propagation of Rayleigh seam-wave. *Geophysical Prospecting* **33**, 519-539
- EVISON F. F. 1955: A coal seam as a guide for seismic energy. *Nature* **176** (4495), 1224-1225
- KREY Th. 1963: Channel waves as a tool of applied geophysics in coal mining. *Geophysics* **28**, 701-704
- RÄDER R., SCHOTT W., DRESEN L., RÜTHER H. 1985: Calculation of dispersion curves and amplitude-depth distribution of Love channel waves in horizontally layered media. *Geophysical Prospecting* **33**, 800-816

LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer¹

ANDRÁSSY LÁSZLÓ², MARA JÓZSEF³, LUPKOVICS GÁBOR⁴, MOLNÁR GÉZA³,
VIHAR LEVENTE³

A szerzők a dolgozatban röviden ismertetik az 1994. évben kifejlesztett LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer működési alapelveit és felépítését.

A dolgozat második részében tárgyalják a mérőberendezéssel felvett lézer-indukált plazma atom emissziós spektrumok kiértékelésére szolgáló hazai fejlesztésű „Skrom” program főbb tulajdonságait. Bemutatják a LIPS2-vel a nagy tisztaságú nehézfémeken (Cd, Cu, Pb, Zn), mátrixelemeken (Al, Ca, Mg, Mn, Si, Ti stb.) és nyomelemeken (Ag, Au, Cr, Ni stb.) végzett kísérleti mérések eredményei alapján összeállított elem-könyvtárat. Galenitet (PbS), kalkopiritet (CuFeS₂) és szfaleritet (ZnS) tartalmazó jellegzetes kőzetmintákon mért emissziós spektrumokat mutatnak be és ismertetik a feldolgozások eredményeit. Ismertetik a vizsgált mintákban előforduló elemek kimutathatósági küszöbértékeinek és a koncentráció értékek kiszámításához szükséges hitelesítő eljárásokat.

L. ANDRÁSSY, J. MARA, G. LUPKOVICS, G. MOLNÁR, L. VIHAR: The portable laser induced plasma spectrometer LIPS2

Operational principles and structure of the portable Laser Induced Plasma Spectrometer LIPS2 developed in 1994 are briefly described in the first part of the paper.

In the second part of the paper, major features of the Hungarian-made 'Skrom' program for interpretation of the laser induced plasma atomic emission spectra obtained using this instrument are described. Wavelength-spectral line library compiled from the results of test measurements with the LIPS2 on high-purity heavy metals (Cd, Cu, Pb, Zn), rock matrix components (Al, Ca, Mg, Mn, Si, Ti, etc.) and trace elements (Ag, Au, Cr, Ni, etc.) is presented. Observed emission spectra of characteristic rock samples (containing galena, PbS, chalcopirite, CuFeS₂, and sphalerite, ZnS) are shown and results of interpretation are described.

The calibration procedure necessary to determine the detectability threshold and the concentration of the elements in the samples is also discussed.

A nyersanyaglelőhelyek előkutatási, illetve a környezetvédelmi nehézfém kutatások felderítő fázisaiban régóta igény van egy terepen is működő mobil rendszerű berendezés kifejlesztésére, amely segítségével a geológiai fúrásokból kivett fúrómagminták, illetve a környezetvédelmi kutatásoknál nyert talajminták gyors, előkészítés nélküli roncsolásmentes vizsgálata végezhető el.

A LIPS2 típusú lézer-indukált plazma spektrométerhez hasonló mobil rendszerű, hordozható műszer kísérleti fejlesztéséről számoltak be a Laser & Optronics 1993. decemberi számában közölt cikkben [NORDSTROM 1993], illetve az Emerging Technologies 1994. decemberi számában megjelent cikkben [LYTLE 1994]. Utóbbi publikációban már bemutatják az elkészült LIBS berendezés kísérleti példányát és együttműködő partnereket keresnek a további fejlesztésekhez. LYTLE az elkészült berendezést a környezetvédelmi alkalmazás mellett fémek szennyezettségének vizsgálatára és a levegő tisztaságának mérésére kívánja felhasználni.

A korábbi években kifejlesztett LIPS1 típusú berendezés [ANDRÁSSY et al. 1993] egy henger alakú szondából és az analizátort tartalmazó felszíni egységből állt. A plazmakeltetéshez a szondába volt beépítve a passzív Q-kapcsolású Nd:YAG lézer forrás, a működtetéséhez szükséges nagyfeszültségű tápegység és a lézert fókuszáló optikai rendszer. Az emissziós spektrum detektálás száloptika közvetítésével, polikromátor, detektor egység közbeiktatásával történt. A mért adatok a felszíni egység memóriájából egy szokásos RS232 soros vonalon keresztül jutottak a számítógépbe, ahol a további feldolgozásához szükséges formátumban tárolódtak. A teljes folyamatot, a lézer vezérlést, adatgyűjtést a felszíni számítógép vezérelte. A megfelelő formában tárolt spektrum fájlokat a CANBERRA által kifejlesztett Sampo 90 programmal értékeltük ki. A spektrumvonalakat tartalmazó adatkönyvtárat az adott feladatok ismeretében állítottuk össze.

A korszerű követelményeknek megfelelő LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer kifejlesztését az indokolta, hogy a korábbiakban kifejlesztett LIPS1 típusú lézer spektrométerrel az ELGI-ben elvégzett módszertani vizsgálatok eredményeiből egyértelműen kiderült, hogy a mérőberendezés érzékenysége és felbontóképessége a földtani és környezetvédelmi feladatoknak még nem felelt meg.

¹Beérkezett: 1995. november 13-án

²Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

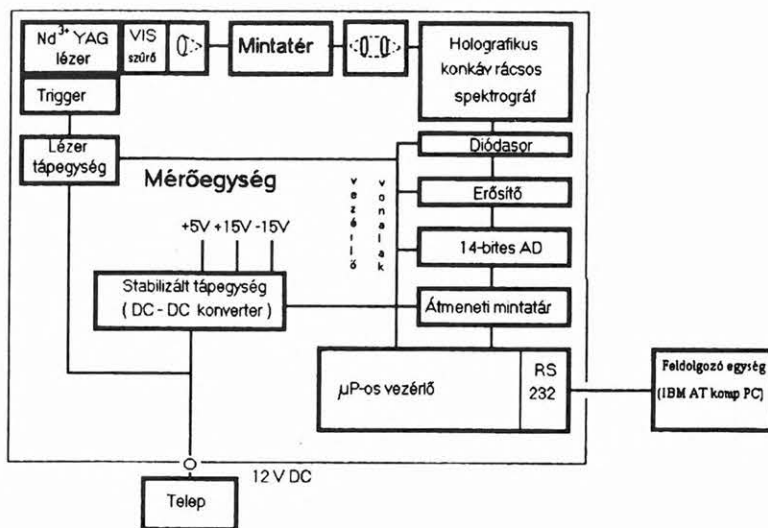
³BIOMOM Orvosi, Optikai Fejlesztő és Gyártó Mémőki Kft. H-1125 Budapest, Rózse u. 19.

⁴OPLAB Optikai, Elektronikai Fejlesztő és Gyártó Mémőki Kft. H-1221 Budapest, Arany János u. 115.

Egy nagy teljesítményű lézer impulzus (közelítőleg: 50 GW/cm^2) és a szilárd test (esetünkben: kőzetminta, talajminta) kölcsönhatását követő folyamatokat, a szilárd test anyagi jellemzői (abszorpciós-reflexiós koeficiensek, hővezetési állandó, olvadáspont, ionizációs potenciál) határozzák meg. A kibocsátott lézer impulzus energiájának egy része abszorbeálódik, míg másik része reflektálódik. Az elnyelt energia az anyag helyi melegítését, majd a szilárd-folyékony átmenet teljes olvadáskba történő átalakulását eredményezi. A továbbiakban elnyelt lézerenergia a párologáshőt fedezi, majd a magas hőmérséklet mellett a gyors gőzfejlődés jelentős felületi recessziót okoz, amely kráter kialakulásához vezet.

A kiszakított forró plazmában kezdetben elsődleges elektronok, ionok találhatók, amelyekre, mint töltéssel bíró részecskékre szintén hat a lézer fénye, ami további, lavina-szerű ionizációt eredményez. A plazma hőmérséklete a kezdeti extrém magas értékről kb. $1 \mu\text{s}$ elteltével lassan lecsökken és a gerjesztett atomi és ionos formák sugárzás kibocsátásával alapállapotba kerülnek. A kibocsátott sugárzás hullámhossza jellemző a vizsgált anyagot felépítő elemi összetételre.

A készülék két fő egységből áll: a kezelőszerv nélküli mérőegységből és a vele soros vonalon összekötött vezérlő-feldolgozó egységből. A mérőegység felépítésének sématisz vázlata az 1. ábrán, fényképe a 2. ábrán látható.



1. ábra. A mérőegység felépítésének sématisz vázlata

Fig. 1. Block scheme of the measuring unit

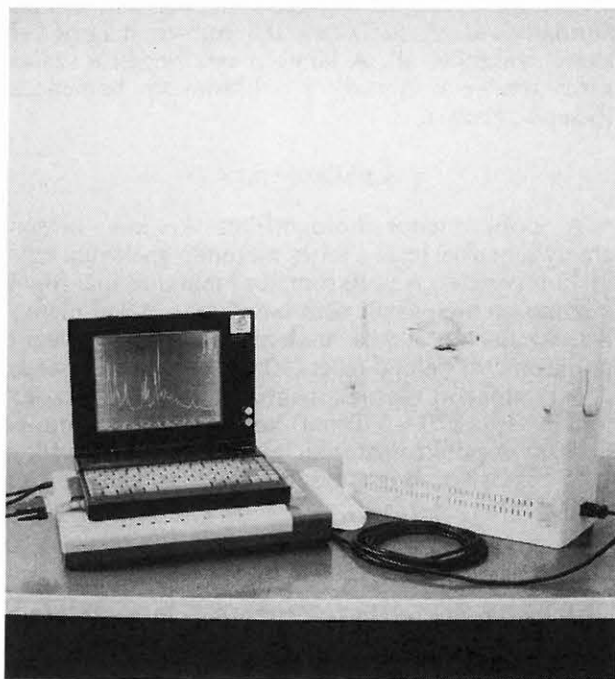
A LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer működési elve

A Nd:YAG lézer impulzusa a mérendő mintára fókuszálódik. Az energiasűrűség meghaladja a minta alkotóelemeinek kötési és ionizációs energiáját, rövid élettartamú plazmát hozva létre. Mivel az indukált plazma emissziós spektrumát a vizsgált minta alkotóelemei határozzák meg, a lézer impulzus által keltett plazma fényét egyutas UV-látható spektrométer dolgozza fel.

A plazma felvillanását fénygyűjtő optika fogja fel és egy fényvezető szálkötetbe csatolja. A szálkötet másik vége úgy van kialakítva, hogy az egyben a színfelbontást végző polikromátor bemenete is. A polikromátor által előállított spektrumot diódasor érzékeli. Az ebből kiolvasott analóg elektromos jelek analóg-digitális átalakítás után a feldolgozó egységbe kerülnek.

Az analóg-digitális átalakítás után a jelek RS232 soros vonalon keresztül jutnak az IBM AT (célszerűen Notebook) típusú számítógépbe, ahol a további feldolgozáshoz szükséges formátumú adatgyűjtés, adatkezelés és a megfelelő program segítségével a feldolgozás valósul meg.

A számítógép az emissziós spektrumok fogadása és feldolgozása mellett, a lézer és a mérés vezérlését is együttesen elvégzi.



2. ábra. A LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer fényképe

Fig. 2. The Portable Laser Induced Plasma Spectrometer LIPS2

A mérőegység fő részei:

- a Nd:YAG lézer és az infra áteresztő szűrő;
- a lézert fókuszáló optika és a tápegység;
- a mintatér;
- a fémgűjtő és becsatoló optika;
- a polikromátor;
- az érzékelő egység;
- az analóg-digitál átalakító egység;
- a mikroprocesszoros vezérlő az átmeneti mintatérrel és a soros illesztővel;
- az általános tápegység.

Az Nd:YAG lézer az infra áteresztő szűrővel és a lézert fókuszáló optikával

A plazma indukálásához szükséges lézer impulzusokat Nd:YAG lézer szolgáltatja. Az impulzus energiája ~10 mJ, hossza 4 ns. A lézer hullámhossza 1064 nm. A lézert pumpáló villanólámpa fényének a mért hullámhossz tartományba eső részét az infra áteresztő szűrő kiszűri. A lézernyalábot optika fókuszálja a mérendő mintára. A kisebb nyalábátmérő miatt nő az energia sűrűsége és a plazma hőmérséklete. A tápegység előállítja a villanólámpa és a lézer üzemi feszültségét, valamint a nagyfeszültségű gyűjtő impulzust. A gyűjtés TTL szintről vezérelhető. A maximális áramfelvétel ~4 A 12 V DC-ről.

A mintatér

A mintatér kialakítása a szabálytalan alakú, de közel sík felületdarabbal rendelkező minták mérését teszi lehetővé. A mérőnyíláson merőlegesen kilépő lézernyaláb a mérendő mintára fókuszálva létrehozza a plazmát. A plazma felvillanásának fényét kvarc optika csatolja a kör keresztmetszetű fényvezető szálkötetbe. Az optika tengelye 45°-ot zár be a minta normálisával. A szálkötet 0,5 mm-es magmértű kvarc szálakból áll. A kötet másik végén a szálak sorba rendezve képezik a polikromátor bemenetét (belépő „rését”).

A polikromátor

A polikromátor holografikus konkáv rácsos, amely lehetővé teszi a teljes mérendő spektrum egyidejű felvételét. A polikromátor kialakításánál fogva a bontó elemen kívül nem tartalmaz optikai elemeket. Az oszlop alakba rendezett szálkötet képezi a polikromátor belépő részét (50 mm-es résszélesség). Az alkalmazott rácsnak megfelelő hullámhossz-tartomány (pl. 270—570 nm) képeződik le 25 mm-es hosszra. A polikromátor kialakítása és a holografikus rács biztosítja, hogy a szórt fény csekély legyen (<0,05%).

Az érzékelő egység

A polikromátor által előállított spektrumot kvarcablakos diódasor érzékeli. Alkalmazható 512 és 1024 elemű diódasor 25 mm (1") hosszal egyaránt (Hamamatsu gyártmányok). Az érzékelő kimenő jele precíziós integráló-tartó áramkörre kerül, amely egyben nagy meredekségű töltés-feszültség konverziót valósít meg. A további feszültségerősítést programozha-

tó fokozat végzi, amely biztosítja az analóg-digitális átalakító kivezérlését. A teljes egység dinamika tartománya min. 12 bit.

Az analóg-digitális átalakító egység

Felbontása 14 bit, max. konverziós sebessége 1 MHz, maximális differenciális linearitás-hibája +/-1 LSB, jel-zaj viszonya >70 dB. Teljesítményfelvétele <3 W.

A mikroprocesszoros vezérlő

A mikroprocesszoros egység végzi a belső időzí-tési, vezérlési feladatokat, a soros vonali adatátvitelt és információcserét. Vezérli a lézer tápegységét, előállítja az érzékelő egység számára a speciális órajeleket, indítja az AD egységet. Az aktuális mintaregisztrátumot 1024x2x14 bites átmeneti tárolóba helyezi, majd soros vonalon továbbítja a feldolgozó egységbe. A készülék bekapcsolása után automatikusan teszteli az általa vezérelhető részegységeket. A készülék pillanatnyi állapotát a feldolgozó egység lekérdezheti. A kezelő által kiadott mérési és egyéb parancsok dekódolása és végrehajtása szintén ennek az egységnek a feladata. A belső vezérlő tehát sem számítási, sem adatfeldolgozási feladatokat nem hajt végre és a készülék felhasználójával is csak közvetve, a feldolgozó egységen keresztül van kapcsolatban (soros vonal).

Az általános tápegység

Az általános tápegység kapcsolóüzemű DC-DC átalakítókból áll. Bemenete névlegesen 12 V DC. Kimenetein előállítja a digitális áramkörök +5 V-ját, valamint az analóg egységek ±15 V-ját. A teljes üzemi teljesítményfelvétel (a lézer tápegységével együtt „töltéskor”) <50 VA csúcsban.

A feldolgozó egység

A feldolgozó egység a soros vonalon csatlakozik a mérőegységhez. Feladata a kommunikáció a kezelővel — parancsok vétele és továbbítása a mérőegységnek, illetve a mérőegység állapotát jellemző információk közlése —, valamint a mintaregisztrátumok feldolgozása.

A mintaregisztrátumok magas szintű kiértékelése és tárolása IBM AT (célszerűen Notebook) gépen végezhető. A szoftver lehetővé teszi a teljes mintaregisztrátumok grafikus megjelenítését, manipulálását, összehasonlítását, a csúcshelyek keresését, a csúcsok azonosítását könyvtár segítségével, mérési sorozatok végzését stb.

A készülék mérés technikai jellemzői

A teljes készülék műszaki paramétereit a felsorolt részegységek specifikációja határozza meg. Néhány jellemzőt azonban külön kell tárgyalni.

a. Spektrális felbontás

A felhasználó speciális igényéhez igazítható paraméter a vizsgálandó hullámhossz-tartomány (vagyis

a rács típusa) és az ezzel szorosan összefüggő spektrális felbontás.

Néhány lehetőség az 50 mm-es belépő rés esetén:

Hullámhossz tartomány [nm]	felbontás [nm]
270—570	<0,6
300—800	<1,0
190—800	<1,4

Jelenleg a kiemelt paraméterekkel valósul meg a műszer.

b. Érzékenység

A kimutatható elemkoncentrációt több tényező befolyásolja. A készülék 14 bites felbontása matematikailag ~61 ppm-nek felel meg. Ez természetesen nem érhető el. A plazma felvillanásának intenzitása anyagfüggő. A mérendő anyag minősége befolyásolja a plazmát alkotó atomok számát, a kialakuló plazma hőmérsékletét és geometriai méreteit. Ugyanannak az elemnek a kimutatható koncentráció értéke is függ tehát a mérendő minta többi összetevőjétől. A vizsgált spektrális tartományban a különféle elemek jellemző vonalai is természetesen különböző erősségűek. A kimutathatóság tehát függ attól, hogy miből mit akarunk kimutatni. Kedvező esetben a 100 ppm-es koncentráció is kimutatható a készülékkel.

A LIPS2 berendezéssel mért lézer-indukált plazma emissziós spektrumok Skrom programmal történő gyors kvalitatív értelmezése

A LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométerrel mért emissziós spektrumok grafikus megjelenítését és kvalitatív előfeldolgozását a Skrom program segítségével végezzük el. A Skrom program egyszerű kezelhetősége, flexibilitása, aritmetikai tulajdonságai lehetővé teszik számunkra a teljes hullámhossz tartományban (270—570 nm-ig, illetve 200—500 nm-ig) történő grafikus színes ábrázolás mellett a vizsgált minta elemi összetételének gyors kvalitatív meghatározását is.

A Skrom programrendszer főbb tulajdonságait az alábbiakban foglaljuk össze:

- egyszerre 10 emissziós spektrum színes grafikus megjelenítése,
- a mért emissziós spektrumokon kívánság szerinti intervallumok kijelölése, nagyítása, léptékváltoztatás,
- aritmetikai tulajdonságok (spektrumszűrés simító függvény segítségével, spektrum normálás, spektrumok összeadása, konstanssal történő szorzása, görbe alatti terület kiszámítása),
- csúcshelyek kijelölése, a kijelölt csúcshelyekre amplitúdó és hullámhossz érték felírása, a megadott elemkönyvtár alapján elemazonosítás.

Az egyes mintákon mért lézer-indukált plazma emissziós spektrumok feldolgozásánál két lehetőség között választhatunk.

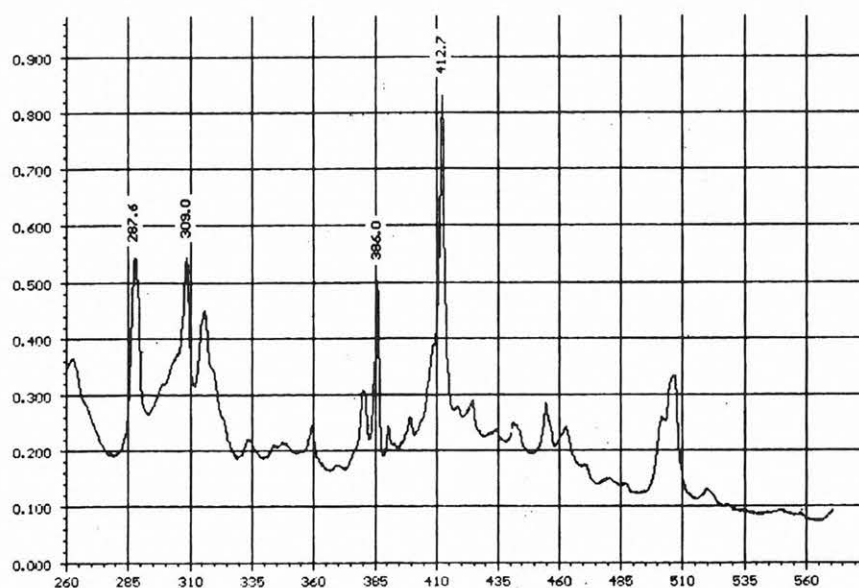
Az első esetben a mért emissziós spektrumok feldolgozása során az adott elem (pl. nehézfém) keresését végezzük el, a program számára általunk elkészített könyvtár (tudásbázis) segítségével, figyelemmel arra, hogy a megbízható elemazonosításhoz minél több jellemző és nagy intenzitású spektrumvonal épüljön be a könyvtárba. Ez esetben a program csak a kiválasztott elem keresését végzi el és megtalálás esetén a mért és azonosított spektrumvonalakra felírja az elem vegyjelét. A második — de egyben bonyolultabb — esetben a program megadja a vizsgált minta elemi összetételét az általunk létrehozott, több elemet tartalmazó könyvtár segítségével. A könyvtár összeállításánál tekintettel kell lenni az adott feladatra, az egyes elemek gerjeszthetőségi és kimutathatósági értékeinek ismeretére, illetve a vizsgált minta mátrix hatásaira. Tekintettel az említettek-re a több elemet tartalmazó könyvtár összeállításánál a vizsgált elemek jellemző emissziós spektrumvonalai közül csak néhány jellemző nagy intenzitású, interferenciamentes spektrumvonalat használunk fel.

A kvalitatív elemazonosításánál nagy segítséget jelentenek a korábbiakban elvégzett laboratóriumi vizsgálatok és néhány nagy tisztaságú nehézfém, mátrixelem és néhány nyomelem plazma emissziós spektrumainak mérése és kiértékelése. Példaként a 3. és 4. ábrákon Si és Cd elemek lézer-indukált plazma emissziós spektrumai láthatók.

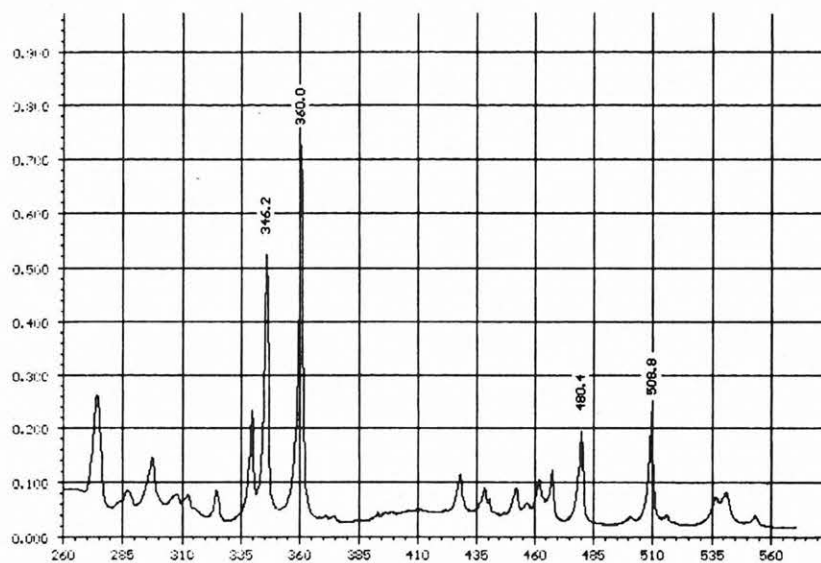
Keverékminták (kőzetek, ásványok, talajminták stb.) esetében nagy jelentősége van annak, hogy jól ismerjük az összetevő elemi komponensek széles spektrum tartományon belül mutatott jellegzetes interferenciamentes vonalait. Az egyes elemek azonosításához több emissziós spektrumvonal felhasználásával az elemazonosítás megbízhatóvá válik.

A LIPS2 hullámhossz-spektrumvonal könyvtára

Az irodalomban a lézerforrásokkal indukált (hasonló elveken működő) mérőberendezésekkel felvett emissziós spektrumok feldolgozásával kapcsolatban kevés ismeretanyaggal rendelkezünk. A klasszikus értelemben használatos szikra ív- és plazmakönyvtárak több esetben nagy segítséget jelentenek az egyes elemekre jellemző emissziós spektrumvonalak azonosításához. Gyakorlati tapasztalataink alapján az egyes elemek eltérő gerjeszthetősége következtében a teljesen megbízható kiértékeléshez szükség van a LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer saját hullámhossz-spektrumvonal könyvtárának létrehozására. A LIPS2 mérőberendezéssel az egyes nehézfémeken (Cd, Cu, Pb, Zn), mátrixelemeken (Al, Ca, Mg, Mn, Si, Ti stb.) és nyomelemeken (Ag, Au, Cr, Ni stb.) végzett lézer-indukált plazma atom spektroszkópiai mérések eredményei alapján létrehoztuk a mérőberendezés saját hullámhossz-spektrumvonal relatív intenzitás érték könyvtárát. Az általunk létrehozott LIPS2 könyvtár adatainak egy részletét az 1. táblázatban foglaljuk össze.



3. ábra. Nagytisztaságú Si etalonminta lézer-indukált plazma emissziós spektruma
Fig. 3. Laser induced plasma emission spectrum of a high-purity Si etalon sample



4. ábra. Nagytisztaságú Cd etalonminta lézer-indukált plazma emissziós spektruma
Fig. 4. Laser induced plasma emission spectrum of a high-purity Cd etalon sample

Néhány geológiai minta lézer-indukált plazma emissziós spektruma

A LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométerrel néhány geológiai mintán kísérleti jelleggel lézer-indukált plazma emissziós spektrumokat mértünk. A mérések célja a minták érces szakaszain és a mátrixközet kiválasztott pontjain a jellemző elemek, főkomponensek kimutathatóságának vizsgálata.

A kiválasztott geológiai minták galenitet (PbS), kalkopiritet (CuFeS_2) és szfaleritet (ZnS) tartalmazzanak, de részletes geológiai leírásokkal jelenleg még nem rendelkezünk. A galenites (KO1) és szfalerites (KO3) mintáknál az érces szakaszok szemmel törté-

nő véletlenszerű kiválasztása mellett a meddő (KO1m és KO3m) szakaszon is végeztünk méréseket. A kiválasztott mérési helyeken 1, illetve 10 lézerlövessel történt az emissziós spektrumok mérése, utóbbi esetben átlagspektrumot vettünk fel. Az 5. ábrán rodokrozitban (MnCO_3) előforduló galenites (PbS) érces összlet egy kiválasztott pontjában mért, illetve a nagy tisztaságú Pb fém-etalon lézer-indukált plazma emissziós spektruma láthatók. Az ábrára való vizuális rátekintéssel is a Pb jelenléte egyértelműen megállapítható, de a Skrom programmal történő feldolgozás után az alábbi Pb vonalak azonosíthatók: 357,3 nm (357,273), 364,0 nm (363,958), 368,7 nm (368,348), 374,6 nm (373,995) és 405,6 nm (405,783). A zárójelben a 1. táblázat alapján az irodalmi (szikra) értékeket tüntettük fel.

Elem	Hullám-hossz (nm)	Relatív gyakori-ság	Hullám-hossz (nm)	Relatív gyakori-ság	Hullám-hossz (nm)	Relatív gyakori-ság	interferencia vizsgálát
	Szikra (iv)		Plazma		LIPS2 mérés		
Ag *****	*328.068*	2000 I	328.068	38.0	328.0	1.00	Fe, Mn, V, Zn Cr, Ti
	338.289	1000 I	338.289	23.0	338.3	0.79	
	520.907	1500 I	-	-	522.8	0.29	
	546.548	1000 I	-	-	550.7	0.37	
Al *****	257.510	200 II	257.510	4.0	-	-	Mn, V Mg, V Ca, Ti, V
	266.916	i 100 II	-	-	264.1	0.35	
	281.618	i 100 II	-	-	281.4	0.29	
	308.215	800 I	308.215	6.6	308.4	1.00	
	*309.271	1000 I	309.284	13.0	309.0	0.76	
	*358.669	200 II	-	-	358.8	0.72	
	*394.403	2000 I	394.401	6.3	394.2	0.59	
	*396.153	3000 I	396.152	10.5	396.0	0.69	
Au *****	242.795	400 I	242.795	170.0	-	-	Fe, Mn Cr, Fe, Mg, Mn
	267.595	200 I	267.595	96.0	267.4	1.00	
	280.219	1200 I	-	-	279.7	0.80	
Ca *****	315.887	100 I	315.887	5.0	316.3	0.82	Cr, Fe Cr, Fe, V V Fe, V V
	317.933	100 I	317.933	8.0	318.0	0.80	
	393.366	600 II	393.366	89.0	393.6	1.00	
	*396.840	500 II	396.847	30.0	396.9	0.77	
	*422.672	500 I	422.673	1.5	422.9	0.35	
	442.544	100 I	-	-	-	-	
	443.496	150 I	-	-	443.1	0.23	
	445.478	200 I	-	-	445.2	0.22	
Cd *****	271.257	75 I	-	-	-	-	Fe, Mn, Ni, Ti
	276.389	100 I	-	-	274.4	0.36	
	298.043	1000 I	-	-	297.8	0.19	
	326.106	300 I	326.106	0.9	-	-	
	*340.365	800 I	-	-	340.0	0.32	
	*346.620	1000 I	346.620	0.7	346.2	0.73	
	361.051	1000 I	361.051	1.3	360.8	1.00	
	441.463	i 200 II	-	-	-	-	
	*467.816	200 I	-	-	467.5	0.17	
	*479.992	300 I	479.992	0.5	480.4	0.27	
	*508.582	1000 I	-	-	509.9	0.31	
	533.740	25 II	-	-	-	-	
	*537.804	50 II	-	-	541.0	0.11	
	550.877	15 I	-	-	553.9	0.05	
Cu *****	*324.764*	5000 I	324.754	56.0	324.8	1.00	Ca, Cr, Fe, Ti Ca, Fe, Ni, Ti
	*327.396	3000 I	327.396	31.0	327.1	0.77	
	448.036	200 I	-	-	448.1	0.51	
	465.113	250 I	-	-	464.8	0.27	
	510.550	500 I	-	-	511.7	0.23	
	*515.320	600 I	-	-	516.7	0.27	
	*521.820	700 I	-	-	523.7	0.33	

1. táblázat. Nagy tisztaságú fémmintákon laboratóriumban és LIPS2 hordozható műszerrel végzett lézer-indukált plazma emissziós spektrumvonalak táblázata

Table 1. Spectral lines observed in laboratory and laser induced plasma emission spectral lines obtained using the portable instrument LIPS2 for high-purity metal samples

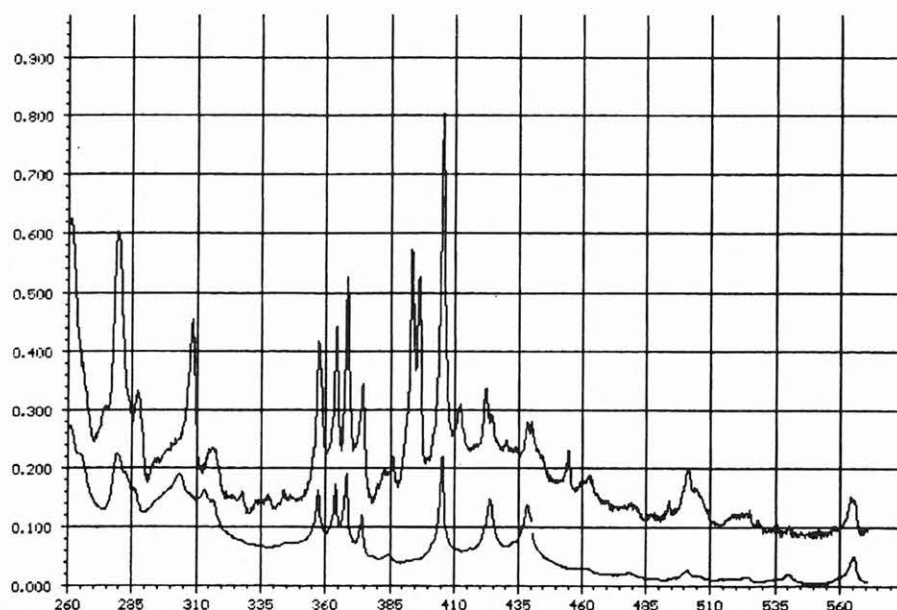
Geológiai ismereteink szerint a galenites ércesedés egyik kísérő nyomeleme az ezüst (Ag), igen kis koncentrációban. Az 5. ábrán látható teljes emissziós spektrum egy szakaszának (321 nm—344 nm) kinagyítása és függőleges tengely léptékváltása után (6. ábra) az Ag jelenléte a 328,0 nm-es és a 338,0 nm-es emissziós spektrumvonal alapján egyértelműen megállapítható.

A 7. ábrán a mangán tartalmú rodokrozit meddő kőzet egy kiválasztott pontjában mért és a nagy tisztaságú Mn fémetalon lézer-indukált plazma emissziós spektrumai láthatók. Az ábra alapján, illetve a Skrom programmal történő feldolgozás eredményei alapján a Mn egyértelműen kimutatható, de a 2. táblázatban

összefoglalt eredmények alapján Al, Fe, Mg, Ca, Si és Ti elemek is azonosíthatók.

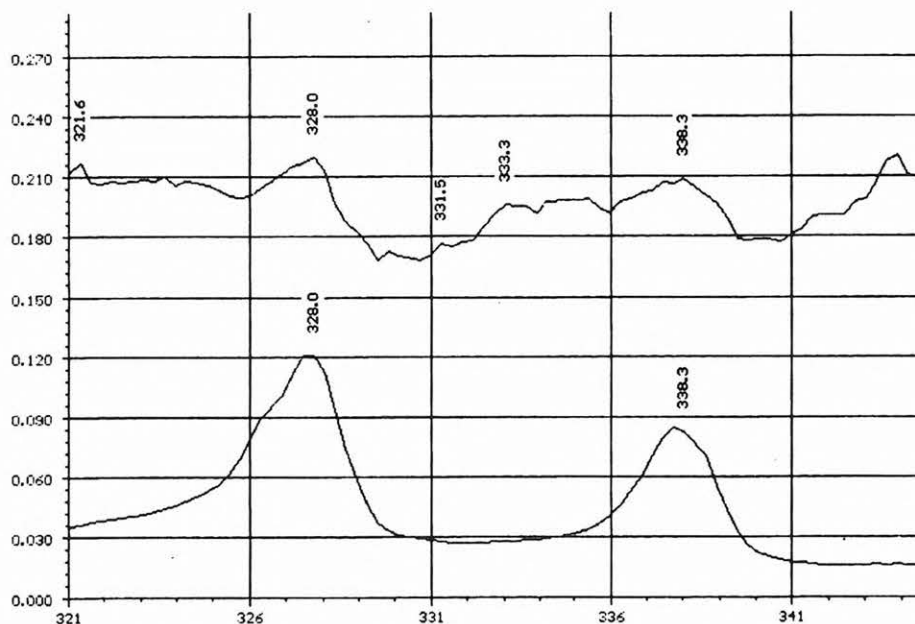
A LIPS2 hitelesítése

A vizsgált mintákban előforduló elemek kimutathatósági küszöbértékeinek meghatározásához, a koncentráció értékek kiszámításához szükséges hitelesítő összefüggések megállapításához olyan etalonmintákra van szükség, amelyek összetételük szerint igen jól közelítik az általunk vizsgált képződmények elemi összetételét és laboratóriumi mérések alapján



5. ábra. Rodokrozitban (MnCO_3) előforduló galenites (PbS) érces összetétel és nagytisztaságú Pb etalonminta lézer-indukált plazma emissziós spektrumai

Fig. 5. Laser induced plasma emission spectra of galena (PbS)—containing ore in rhodocrosite (MnCO_3) host rock, and high-purity Pb etalon sample



6. ábra. Galenites ércesedésben nyomokban levő Ag tartalom azonosítása

Fig. 6. Identification of Ag as a trace element in galena

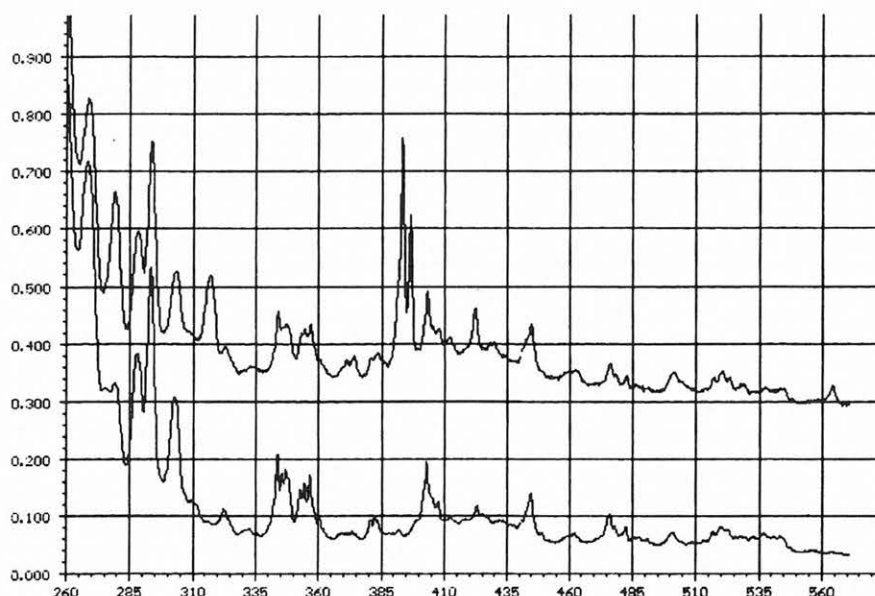
(ICP) és (AAS) ismert az összetevő elemek százalékos eloszlása ($\mu\text{g/g}$).

Az OMFB támogatásával háromféle talaj mátrixból (1—meszes, 2—homokos, 3—savanyú) készültek etalonok az ALUTERV-FKI-ban. [KÁLMÁNNÉ et al. 1995]. Az I/1, 2, 3-as jelűek a hatóságilag előírt határértékek közelében, a II/1, 2, 3-as jelűek a határérték háromszorosának közelében tartalmazzák a vizsgálatok számára fontos fémeket. A bizonylatolt értékek hitelességét az Országos Mérésügyi Hivatal tanúsítja. Példaként a 8. ábrán fémekkel szennyezett

gyengén savanyú talaj (II/3) hiteles anyagminta bizonyítványát mutatjuk be.

A 9. ábrán bemutatjuk a savanyú mátrixú II/3 etalonmintán mért emissziós spektrumot. Az ábrán az etalonminta emissziós spektrumán kívül láthatók a nagytisztaságú Mg és Ca etalonok emissziós spektrumai is abból a célból, hogy egyértelműen azonosítani tudjuk a mintában 1,3 %-ban előforduló Mg (MgO) és 1,2 %-ban előforduló Ca (CaO) elemeket.

Mivel az egyes etalonmintákban a 8. ábrán bemutatott hiteles anyagminta bizonyítvány alapján a vizsgált mátrix és szennyező elemek eltérő koncentráci-



7. ábra. Mangán tartalmú rodokrozit meddő kőzet egy kiválasztott pontjában mért lézer-indukált plazma emissziós spektrum
Fig. 7. Laser induced plasma emission spectrum obtained at a selected point of the manganese-containing (rhodocrosite) host rock

Elem	Galenit	Rodokrozit	Kalkopirit
Ag	K01	—	—
Al	K01	K01m	—
Ca	K01	K01m	K02
Cd*	—	—	K02
Cu*	—	—	K02
Cr	—	—	K02
Fe	—	K01m	K02
Mg	K01	K01m	K02
Mn	K01	K01m	—
Pb*	K01	—	—
Si	K01	K01m	—
Ti	K01	K01m	—
Zn*	K01	—	—

2. táblázat. Elemazonosítás
Table 2. Element identification

óban található, a kimutathatósági küszöbértékek meghatározásán túl lehetőség van az adott mátrix figyelembevételével az éles nagyintenzitású emissziós spektrumvonallakkal jelentkező elemek koncentrációjának a meghatározására is a kétpontos hitelesítés segítségével, lineáris összefüggést feltételezve.

Kimutathatósági küszöbérték

A LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométerrel felvett spektrumok megbízható kiértékeléséhez ismerni kell a vizsgált mintákban előforduló elemek kimutathatósági küszöbértékeit. Az egyes mintákban előforduló elemek kimutathatósági értékei a minták mátrixanyagának is függvényei, ezért a

kimutathatósági értékek meghatározásánál figyelemmel kell lenni az említett tényekre.

Irodalmi ismereteink alapján az egyes elemek indukálhatósági (gerjeszthetőségi) értékei nagyon különböznek egymástól, ezért a geológiai és környezetvédelmi kutatásoknál számunkra igen fontos kőzetalkotó elemeket három fő csoportban foglaljuk össze:

- igen jól kimutatható elemek (0,0002 — 0,001): Ag, Cd, Mg, Mn, Zn,
- közepesen kimutatható elemek (0,002 — 0,01): Al, Au, Ca, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Si, Ti,
- nehezen kimutatható elemek (0,01-nél nagyobb): Ni, P, Hg.

A fenti irodalmi összeállításban látható gerjeszthetőségi és kimutathatósági értékek a LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométerrel a nagy tisztaságú fém etalon mintákon, a geológiai mintákon, illetve a talaj etalon talajmintákon végzett méréseink alapján természetesen erősen különböznek a felsoroltaktól.

A vizsgált mintákon mért indukált emissziós spektrumok feldolgozása során eddigi tapasztalataink alapján az igen jól kimutatható elemi kategóriába a Ca, Mg, Mn, Ti, a közepesen kimutatható elemek kategóriájába az Ag, Al, Cr, Fe, Ni, Pb, Zn és a nehezen kimutatható elemek kategóriájába az Au, Cd, Cu, Si elemek tartoznak.

A következőkben néhány fontosabb mátrixelem és nehézfém kimutathatósági küszöbértékeit a 3. táblázatban tüntetjük fel savanyú talaj- és nagy tisztaságú Al-mátrixot feltételezve. Az egyes elemeknél feltüntetett ppm és % érték azt jelenti, hogy a mért emissziós spektrumok kiértékelése során az adott koncentráció mellett az elem még azonosítható. A feltüntetett értékeket nem tekintjük végleges határértékeknek.

HITELES ANYAGMINTA BIZONYÍTVÁNYA

II/3.

Fémekkel szennyezett gyengén savanyú talaj

Elemek	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Mo	As	Se	Pb	Cd
Bizonylatolt érték száraz anyagban µg/g	727 ± 10	291 ± 4	143 ± 3	142 ± 3	289 ± 6	23 ± 2	31 ± 2	26 ± 2	287 ± 5	8,6 ± 0,4

A BIZONYLATOLT ÉRTÉK MEGÁLLAPÍTÁSÁNAK MÓDJJA

Mintaelőkészítés:

Salétromsav-hidrogén-peroxid eleggyel történő feltárás bombában vagy atmoszférikus nyomáson.

Mérési módszerek:

Atomabszorpció ill. atomemissziós spektrometria: - hidrid, láng, kemence AAS
- ICP-AES

Az átlagértéket 21-25 független mérésből számítottuk.

A megadott bizonytalanság az átlagérték konfidencia intervalluma, $\frac{2s}{\sqrt{n}}$ 95 %-os valószínűségnél.

TÁJÉKOZTATÓ ADATOK

A poralakú minta szemcsenagysága: < 100 µm.

A meszes talajminta összetétele:

SiO₂: 66,7 % Al₂O₃: 13,0 % Fe₂O₃: 4,4 % CaO: 1,2 %
MgO: 1,3 % Na₂O: 1,4 % K₂O: 2,5 % P₂O₅: 0,2 %
TiO₂: 1,0 % MnO₂: 0,15 %
Izzítási veszteség 1100 °C-on: 6,3 %

Megengedett legkisebb bemenés: 500 mg

A felhasználásra kerülő mintamennyiség kivétele előtt a tároló üveget legalább 2 percig erőteljesen rázni kell. A mintát az elemzés előtt 130 °C-on tömegállandóságig kell szárítani.

Csomagolás módja: 60 g minta portüvegben.

A bizonyítvány érvényessége: min. 3 év.

Budapest, 1994. december 5.

ALUTERV - FKI KFT.
1116 Budapest XI. Fehérvári út 144.

[Handwritten signature]
aláírás

A bizonylatolt értékek hitelességét az Országos Mérésügyi Hivatal tanúsítja.

Budapest, 1994. december 12.



[Handwritten signature]
aláírás

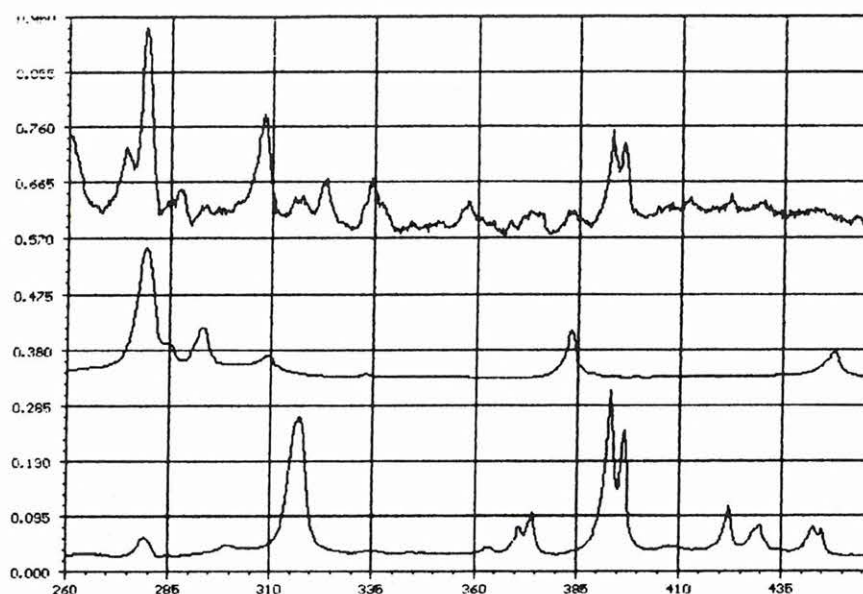
8. ábra. Fémekkel szennyezett gyengén savanyú talaj (II/3) hiteles anyagminta bizonyítványa

Fig. 8. Etalon material certificate for a slightly acid soil (II/3) contaminated with metals

Következtetések

A LIPS2 hordozható lézer-indukált plazma spektrométer segítségével geológiai és környezetvédelmi kutatásoknál lemélyített mélyfúrásokból kivett magminták, illetve talajminták gyors, előkészítés nélküli

roncsolásmentes vizsgálata végezhető el. A berendezéssel felvett emissziós spektrumok feldolgozása során lehetővé válik a vizsgált minták elemi összetételének a meghatározása, az egyes mátrix és nehézfémek kimutatása a műszer érzékenységi paramétereinek, illetve az egyes elemekre jellemző kimutathatósági küszöbértékek függvényében. Félbevágott fű-



9. ábra. Savanyú mátrixú II/3 etalonmintán mért lézer-indukált emissziós spektrum
Fig. 9. Laser induced plasma emission spectrum of the acid matrix (II/3) etalon sample

Etalon	Co	Cr	Cu	Mg	Mn	Ni	Ti	Pb	Zn
Savanyú talaj II/3 ppm	150	300	300	150	150	150	150	300	700
Alumínium etalon %	-	-	0.50	0.50	0.10	0.50	0.020	-	0.50

3. táblázat. Egyes nehézfémek és mátrix komponensek érzékenységi küszöbjei savanyú talajban és nagytisztaságú Al-mátrixban

Table 3. Detectability thresholds for some heavy metals and matrix components in acid soil and high-purity Al matrix

rómagok esetén hosszanti, illetve harántszelvények jelölhetők ki és a szelvények mentén mért emissziós spektrumok feldolgozása során elem-eloszlás térképek rajzolhatók meg.

Az igen kis koncentrációban (50 ppm-től 250 ppm-ig) jelenlévő nehézfémek és nyomelemek jellemző spektrumvonalai a magasabb termikus zaj miatt csak igen kis spektrumvonal intenzitás értékekkel jelentkeznek, ezért a kalibráció, az elemi koncentráció értékek kiszámítása nagyobb pontatlansághoz vezet. Az említett probléma megoldását, az elemi koncentráció értékek kiszámítási pontosságának növelését szolgálja a LIPS3 időkélesztett hordozható lézer-indukált plazma spektrométer fejlesztése. A mérőberendezés detektáló egységéhez csatlakozó időkélesztető hardverkártya és szoftver segítségével a megfelelően beállított időkélesztetése és optimalizált időkapu hosszak segítségével az igen kis koncentrációban előforduló elemek jellemző spektrumvonalai kiemelhetők a háttérből (termikus zaj csök-

kentése), jól elkülöníthetők és a spektrumvonal intenzitás értékek nagysága növelhető. Az egyes elemekre jellemző spektrumvonal intenzitás értékek és a kalibrációs összefüggések segítségével a koncentráció értékek meghatározásának pontossága megnövelhető.

HIVATKOZÁSOK

- ANDRÁSSY L., KOZMA L., LENDVAY P., LUPKOVICS G., NÉMETH B. 1993: Real Time in Situ Application of the Laser Induced Plasma Spectrometry. The Field Mode Laser Spectrometer LIPS-1-60, SPIE Vol. 1993, Optics as a Key to High Technology 1993/1005
- KÁLMÁN TNÉ, GILLEMOT L., MONCZ INÉ 1995: Hiteles talajminták előállításának minőségbiztosítása. XXXVIII. Magyar Színképelemző Vándorgyűlés és XI. Magyar Molekulaspektroszkópai Konferencia kiadványa, Paks
- LYTLE D. 1994: Have Spectrometer, Will Travel, Emerging Technologies, December
- NORDSTROM R. 1993: Laser Induced Plasma Spectroscopy, Lasers & Optonics, 232, 24

A cikk szerzőjének előszava

Félreértések elkerülése végett rögtön az elején szögezzük le, Kedves Olvasó, a cikk szerzője maga is geofizikus. Diplomáját 1993-ban a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetemen szerezte. Bár egyetemi tanulmányai alatt is hallgatott geokémia kurzusokat, tudása legjavát a MOL Rt. dolgozójaként dr. KONCZ Istvántól sajátította el. Az alább olvasható dolgozat megszületésének első indíttatása a szerző birtokába jutott geokémiai ismeretek rendszerezése volt. Szerencsés véletlennek mondható, hogy a kutatásban élő területet elemző téma felkerült az 1995. május 18–19-én Egerben megrendezett Ifjú Geofizikusok Ankétjának programjára.

Az előadás mindenekelőtt azt tűzte ki célul, hogy izelítőt adjon a geokémikusok munkájáról, és a szakembereket a társtudományok szénhidrogén-kutatásban való alkalmazására ösztönözze. A szerző véleménye szerint a prezentáció nem új, önálló tudományos eredmények bemutatásával, mint inkább egyedi hangvételével és stílusával vívta ki az elismerést. Annak oka, hogy a cikk több szempontból rendhagyó, az, hogy az előadó igyekezett minden lehetséges aspektust megtartani a sajátos hangulatból. A zsűri a cikk íróját Legjobb Előadói-díjjal jutalmazta, ami a Svájcban megrendezésre került GAP diákkonferencián való részvétel volt.

Mielőtt azonban Ön is értékelné dolgozatomat, Kedves Olvasó, engedje meg, hogy köszönetet mondjak munkatársaimnak, akik bátorítottak, megosztották velem tapasztalataikat, és az első lépésektől kezdve segítséget nyújtottak a szakmai kérdések megválaszolásában, az ábrák szerkesztésében, rajzolásiában.

Végül, de nem utolsósorban hadd mondjak köszönetet a Magyar Geofizikusok Egyesületének az elmé-nyekben gazdag svájci utazás előkészítéséért.

Ujjé! Megvan a tároló szerkezete! — kiáltotta a geofizikus hosszú napok fáradtságos munkája után, és aznap este meglepődötten tért nyugovóra. De ez itt nem a történet vége, Kedves Olvasó. Az alantas bonyodalmak csak erre a pillanatra vártak.

Hősünk másnap reggel furcsa zajra ébredt. Ám mire belebújt papucsába, és az ajtóhoz botorkált, már csak egy fehér boríték éktelenkedett a küszöb alatt. A levélnek természetesen nem volt feladója. A geofizikus döbbenetesen olvasta saját szavait rögtön az első sorban:

Ujjé! Megvan a tároló szerkezete!
Na jó, de...
Van-e anyagközet?
Legendá-e a szerves ANYAG?
Milyen TÍPUSÚ a szerves anyag?
Megfelel-e a **termikus érettség**?
Lehetséges-e a migráció?

Hiába próbálta elhessegetni őket, a megválaszolatlan kérdések szüntelenül a fülében duruzsoltak. Kétségbeesésében a hatóságokhoz fordult segítségért, kutatóknak fel, ki volt az anonim feladó, hátha így közelebb kerülhetne a nyugtalanító problémák megoldásához. Az illetékesek nem tétlenkedtek, és még aznap előállították a gyanúsítottakat. Két közetmintát, és két üvegcsé olajat. A gyanúsítottak a geofizikus által tanulmányozott Somogyudvarhely—Tarany—Nagyatád kutatási területről származtak (1. ábra).

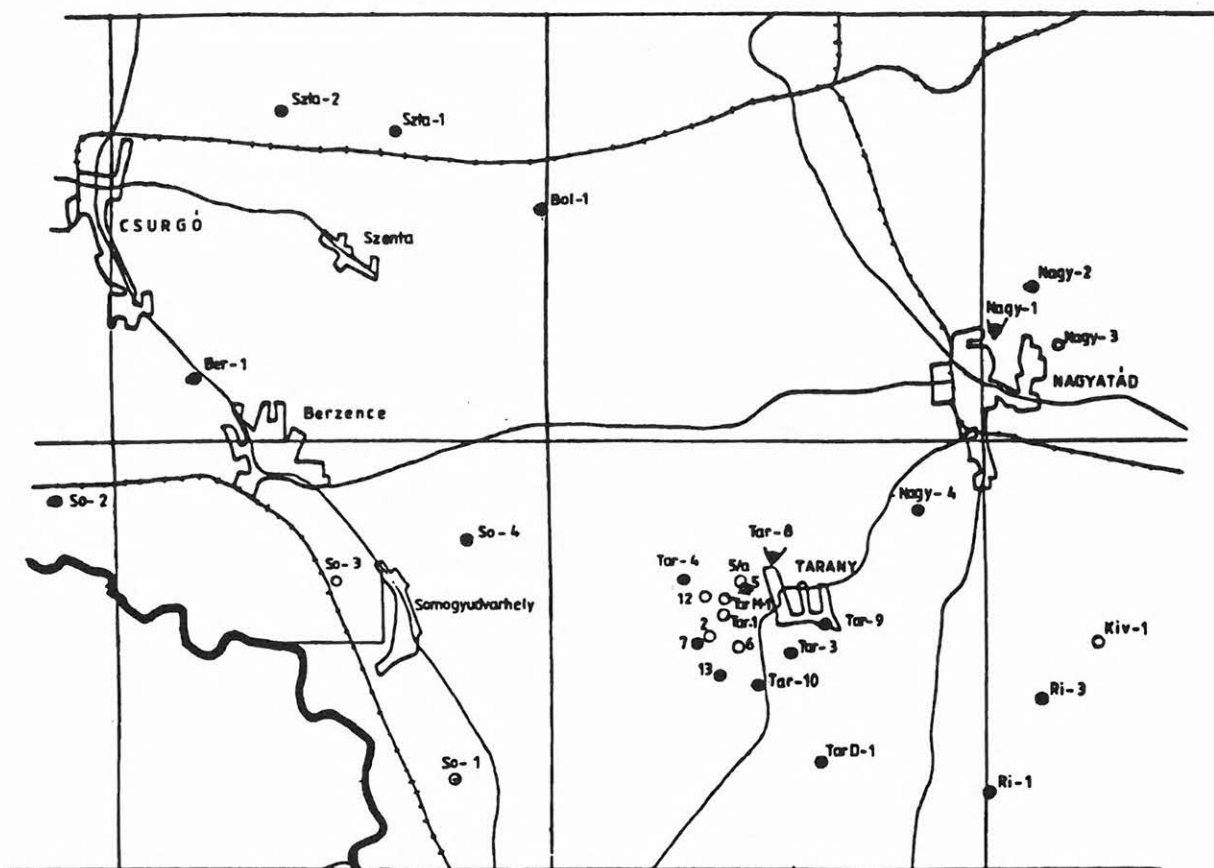
Ám a tisztviselők minden igyekezete ellenére a hagyományos kihallgatási módszerek semmi eredményt nem hoztak. Akkor úgy döntöttek, értesítik a „modern kor inkvizitorait”, a geokémikusokat.

Az inkvizítorok azon nyomban munkához láttak. Miután megtanakodták a tennivalókat, elsőként a közeteket fogták vattalóra. A két minta közül az egyik illetősége szerint hallgasson Nagyatád névre, a másikat nevezzük Taranynak. A máglyacsoport, mely a tradicionális eszközök híve volt, a szervesetlen széntartalom kisavazása után 1000–1100 °C hőmérsékleten széndioxidáig égette a minták szerves széntartalmát. A felszabaduló gázt adszorbeálva és tömegét megmérve regisztrálták az első geokémiai paramétert: a szerves széntartalmat (C_{org}). Nagyatádnak magas, 29,14 mg/g, míg Taranynak alacsony, 8,38 mg/g volt a szerves széntartalma.

Tudvalevő, hogy a szerves anyag két legfontosabb átalakulási terméke a kerogén és a bitumen. A szerves anyagban eredendően legnagyobb mennyiségben a szerves oldószerekben oldható kerogén van jelen. A szerves oldószerekben oldható bitumen már zömében a kerogén termikus bomlásának (katagenézisének) terméke. A kerogén a szerves anyag autochton hányadát képezi, míg a bitumen a migrációra képes részt alkotja. A vizsgálatok az utóbbi, kloroformban oldható bitumentartalom (S_k) meghatározásával folytatódottak. A Tarany neve mellé írt 9,93 mg/g több, mint négyszer akkora volt, mint Nagyatád vallomásában a 2,42 mg/g S_k érték.

A geokémikusok a fenti két paraméterből megalkottak egy harmadik mennyiségi jellemzőt: a bitumen együtthatót (koefficiens) $\beta = S_k/C_{org}$. Tarany 1,18 g/g bitumen együtthatója a legnagyobbak közül való volt, míg Nagyatád 0,08 g/g koefficiense egyértelműen autochton bitumentartalomra utalt.

Az inkvizítorok máglyacsoportjával párhuzamosan azonban tevékenykedett egy másik csapat is, akik oxigén kizárása mellett a lassú tűzőn süttetés módszerét, az úgynevezett Rock-Eval analízist alkalmazták. Azt figyelték, vajon a közetminták mely hőmérséklet-tartományokra a legérzékenyebbek, és ezeken a hőmérsékleteken milyen információkat szolgáltatnak. A vattalók folyamatosan mérték a pirolízis során keletkező szénhidrogén mennyiségét (S_1), amely első lépésként 300 °C körüli hőmérséklet-intervallumban csúcsosodott ki. Ez volt az az érték, ahol a mintában lévő szabad szénhidrogének feladták a



1. ábra. A geofizikus által tanulmányozott terület

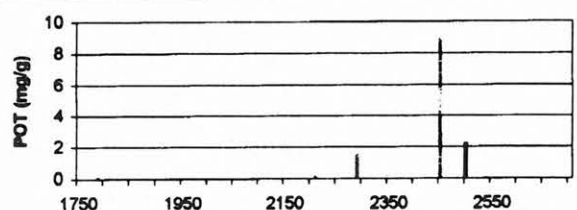
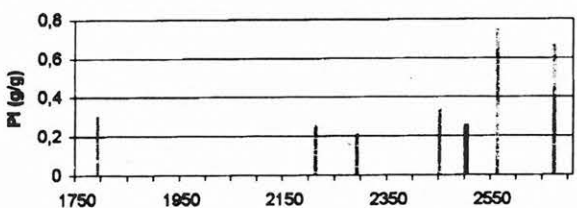
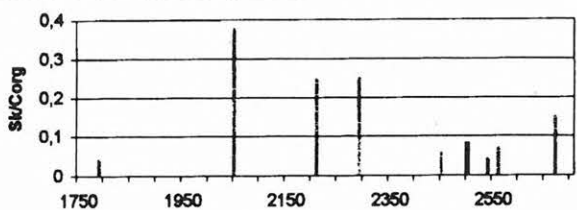
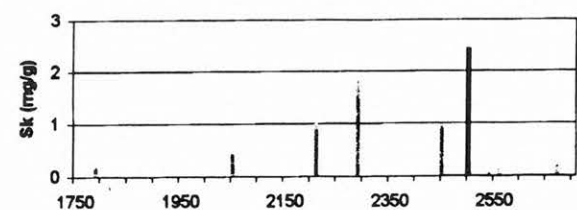
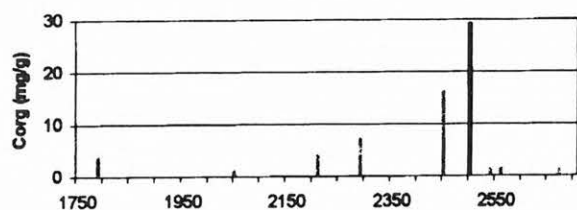
küzdelmet, és elbomlottak. A második pirolízis lépcsőben 400 °C közelében növekedett meg ismét a szénhidrogén mennyisége. Az utóbbi hőmérséklet-hez tartozó S_2 csúcs azt a kerogénrészt indikálta, amelyből megfelelő mélységben, illetve a szükséges nyomás- és hőmérsékletviszonyok között további szénhidrogének keletkezhetnek volna. A geokémikusok regisztrálták azt a T_{max} -szal jelölt hőmérsékletet is, ahol a második pirolízis lépcsőben legnagyobb volt a szénhidrogén-képződés sebessége. A csúcsok alatti területeket szimbolizáló S_1 és S_2 mennyiségek alapján határozták meg a negyedik és ötödik geokémiai paramétert: a szénhidrogén-potenciált ($POT = S_1 + S_2$), illetve a produktivitási indexet ($PI = S_1/POT$). A szénhidrogén-potenciál értéke Nagyatádnál 2,17 kg/t, míg Tarany esetében a legalsó POT -tartományba eső 0,87 kg/t volt. Minél nagyobb ez a számérték, annál valószínűbb, hogy a kőzetminta anyakőzetet reprezentál. Nagyatádra vonatkozóan 0,25 g/g produktivitási indexet, Taranyt illetően pedig 0,60 g/g produktivitási indexet állapították meg. A kiugróan magas 0,60 g/g határozottan migrációs eredetű szerves anyag jelenlétére utal.

A laikus geofizikus izgatottan figyelte az eseményeket. A szigorú tekintetű inkvizitorok először vonultak vissza döntéshozatalra. Összevetve az eddigi vizsgálatok eredményeit a főinkvizitor a nyilvánosságot ekképpen tájékoztatta:

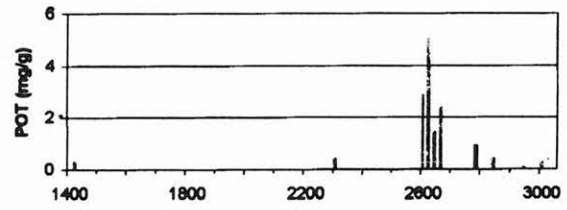
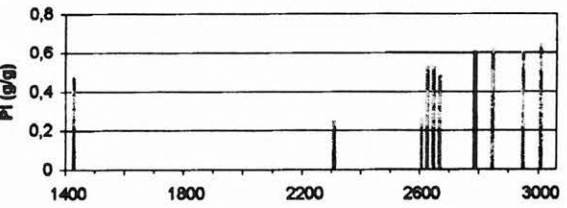
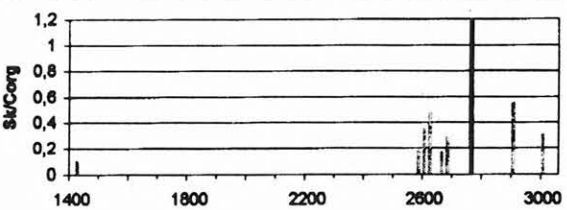
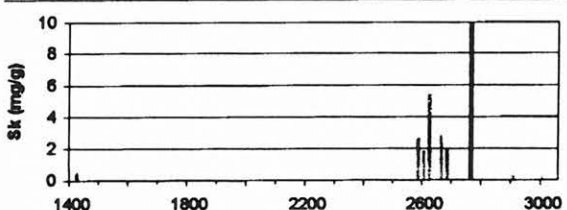
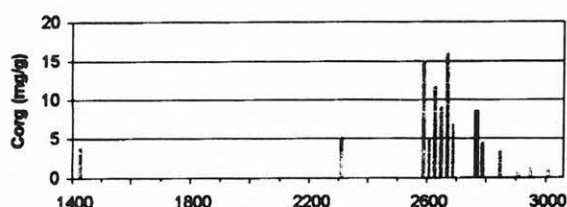
- Nagyatád minta lépjen elő! Mind szerves széntartalma, mind szénhidrogén-potenciálja anyakőzet jellegű képződmény feltételezését indokolja. Bitumentartalma autochton eredetű. A továbbiakban a potenciális anyakőzetek közé sorolom.
- Tarany minta lépjen elő! Bizonyosságot nyert, hogy sem szerves széntartalma, sem szénhidrogén-potenciálja alapján nem tesz eleget az anyakőzetek kritériumainak. Kloroformban oldható bitumentartalma, bitumen együtthatója és produktivitási indexe egyértelműen oldható szerves anyagának allochton jellegére utal. További kutatás tárgyát képezi, vajon Ön a potenciális tárolókőzetek, vagy a migrációs vezetősínek jeles képviselője.

A jegyzőkönyvbe bekerült a vizsgálatok eredményeit megjelenítő két ábra, mely az újonnan nyilvántartásba vett mintákon kívül az ugyanazon helyről származó, korábban analizált kőzetek geokémiai paramétereit is bemutatta (2. ábra, 3. ábra). Vastag fekete vonal jelöli az előállított Nagyatád és Tarany kőzetmintákat.

Az elvégzett mérések alapján a geokémikusok új kvantitatív jellemzőt határoztak meg: a hidrogén indexet ($HI = S_2/C_{org}$). Tarany neve mellé 79 mg/g, Nagyatád neve mellé pedig 60 mg/g HI érték került. A számok egyértelműen III. típusú szerves anyagot jeleztek. Ez az a kategória, ahol egységnyi tömeg kőzetre vonatkoztatva a legkevesebb szénhidrogén



2. ábra. Nagyatád



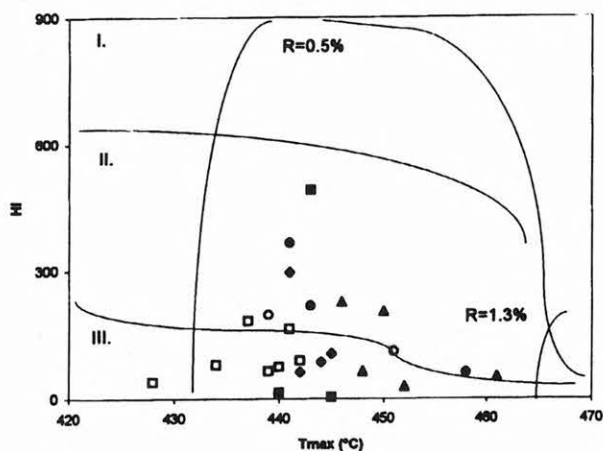
3. ábra. Tarany

képződik, és a szerves anyag (C_{org}) egységnyi tömegét alapul véve a keletkező szénhidrogén legnagyobb hányada gáz fázist képvisel. Többnyire III. típusú szerves anyagot tartalmaznak hazánkban az alsópannon márgák, agyagmárgák és az alsópannon, valamint miocén mészmárgák is. A hidrogén indexeket a korábban definiált T_{max} hőmérsékletek függvényében ábrázoló diagram szemléletesen különíti el a kerogéntípusokat (4. ábra).

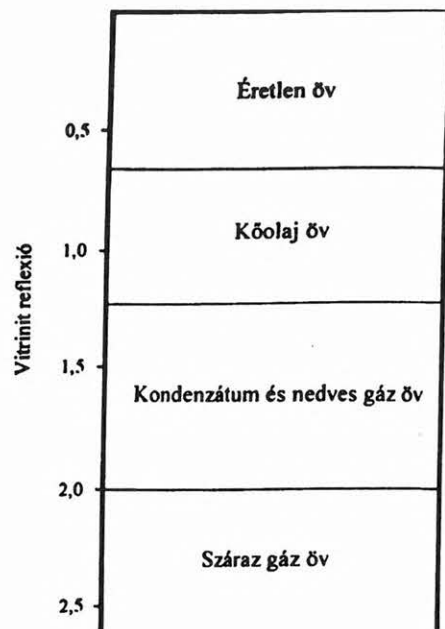
A szárazföldi (terrigén) eredetű szerves anyag legfontosabb alakos alkotórésze a vitrinit. A máglyacsapat mellett a modern kor technikai vívmányait is felvonultató inkvizítorcsoport reflexiók mikroszkópja alatt a kőzetminták vékonycsiszolatain a vitrinit szemcsék fényvisszaverő képességét tanulmányozta. A mérések eredményeképpen születtek meg az R_m

vitrinit reflexió értékek. A vitrinit reflexió, a T_{max} hőmérséklet, illetve Nagyatád esetében a kiértékelhető produktivitási index a szerves anyag termikus érettségéről nyújtanak információt számunkra. A geokémikusok megállapították: mindkét kőzetminta a kőolajképződés fő fázisának megfelelő stádiumban van, amelyben a kerogén hőbomlása során főként kőolaj-szénhidrogének keletkeznek, amennyiben a szerves anyag típusa ezt lehetővé teszi.

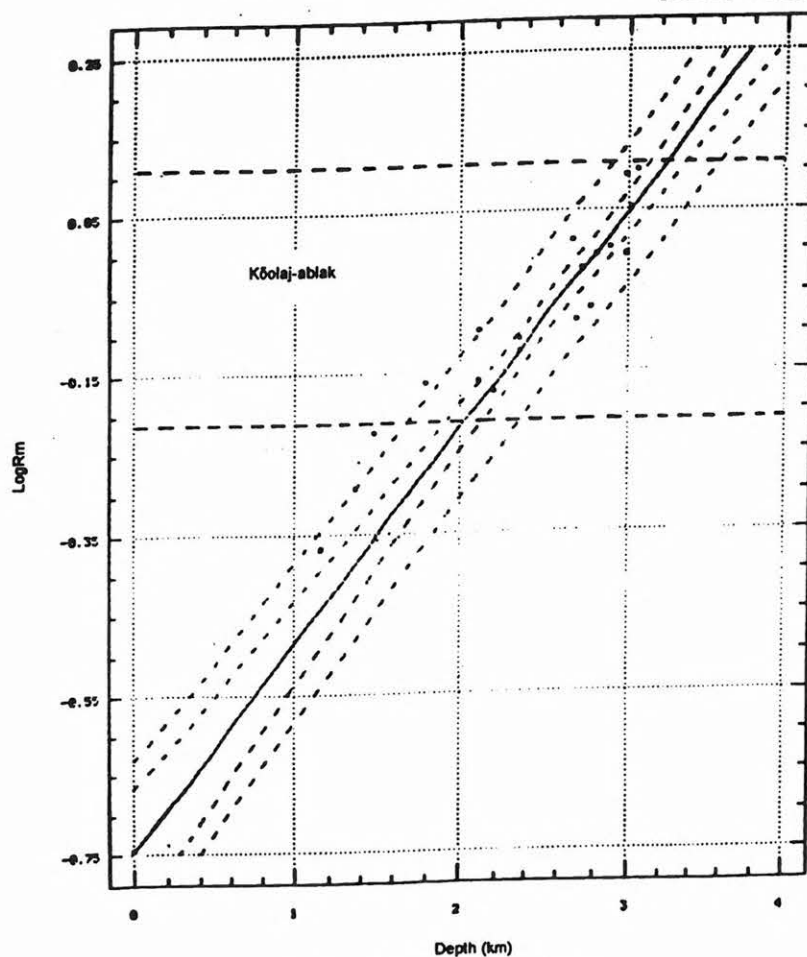
Mikor a későbbiek során egyszer a geofizikus a vizsgálati jegyzőkönyvet lapozgatta, demonstratív ábrára lett figyelmes. Alkotói a koordináta-rendszerben egy adott fúrás magmintáin mért vitrinit reflexió értékek logaritmusát ábrázolták a mélység függvényében. A pontokra egyenest illesztettek, és a két paraméter közötti empirikus összefüggést meg-



4. ábra. Kerogéntípusok



5b. ábra. Szénhidrogén-genetikai állapotok [Tissot-Welte nyomán 1978]



5a. ábra. Vitrinit reflexió diagram

állapítva kijelölték a kőolaj-ablak alsó és felső határát, figyelembe véve a képződési fázisoknak megfelelő vitrinit reflexió tartományokat. A kőolajképződés fő fázisának megfelelő mélységben nyílik a kőolaj-ablak. Az így készült diagramok lehetőséget

nyújthatnak termikus folyamatok követésére is az egyenes gradiensét, illetve annak változását vizsgálva (5a., 5b. ábra).

A jegyzőkönyv összesített táblázatát közölt a két minta mérési adatsorára vonatkozóan (I. táblázat).

	Nagyatád	Tarany
C_{org} (mg/g)	29,14	8,38
S_k (mg/g)	2,42	9,93
β (g/g)	0,08	1,18
POT (kg/t)	2,17	0,87
PI (g/g)	0,25	0,60
R_m	0,58	0,84
HI (mg/g)	60	79

Ezzel befejeződött a kőzetminták analízisa. Endjünk meg magunknak egy kis pihenőt, Kedves Olvasó! A büfében feketekávé illata lengedez, ínycsiklandozó pizzák sülnék a faszenes kemencében, és geofizikusunk gondolataiba merülve hallgatja az ismert melódiát.

Közben a laboratórium asztalán a két olajminta várja beteljesedni sorsát. Hadd invitáljam hát ismét, Kedves Olvasó! Vegyünk nagy levegőt, és induljon a második felvonás!

Az inkvizítorok fő szövetségese, a tűz azonnal munkához lát. Atmoszférikus nyomáson végzik a geokémikusok a kőolajminták desztillációját, 100–275 °C hőmérséklet tartományban 25 °C-onként mérve a desztillációs frakciók sűrűségét és az atmoszférikus lepárlás súlyszázalékos maradékát.

A szénhidrogén-fluidumok típusának megállapítása céljából a desztilláció

I. kulcsfrakciójának 250–275 °C-on mért sűrűségét és lepárlási maradékának súlyszázalékát koordináta-rendszerben ábrázolják. A diagramon már feltüntetett az ugyanezen területről származó olajminták adatpárjait. Az új eredmények a fennálló koncepcióban nem hoztak változást. Így a vizsgálatok alap-

ján a tanulmányozott telepek kőolaja két populációt alkot. Az azonos fiziko-kémiai jellemzőkkel rendelkező nagyatádi olajokat a Nagyatád-típusba, míg a taranyi fúrások szénhidrogén-fluidumait a Tarany-típusba sorolták (6. ábra).

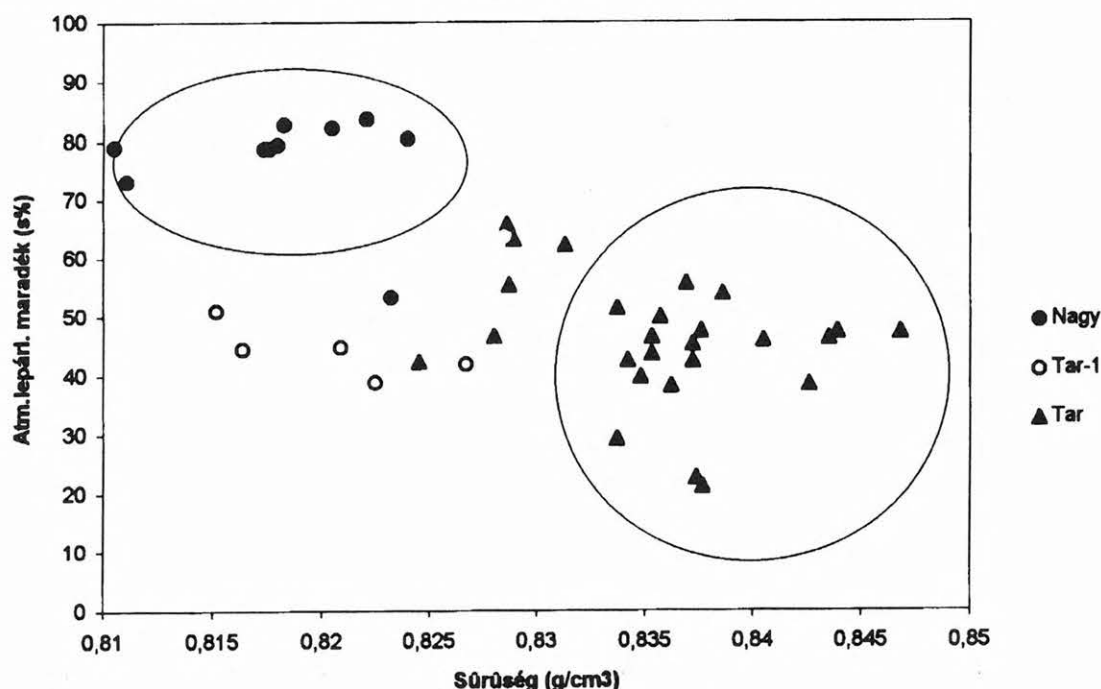
Az előzetes feldolgozás során a Tarany típusú fluidumokkal kapcsolatban fejtörést okozott egy előfordulás (Tar-1). Olajmintái atmoszférikus lepárlási maradékuk szerint Nagyatád típusúak lettek volna, ám I. kulcsfrakciójuk sűrűsége inkább illesztette őket a Tarany típusba. De kéznél volt a megoldás kulcsa, a fluidum-fluidum genetikai korreláció, mely két kérdésre adhat választ.

- Először: a tanulmányozott terület kőolajai hány eltérő forrásból származhatnak?
- Másodszor: mely kőolajokat rendeli a korreláció azonos populációba?

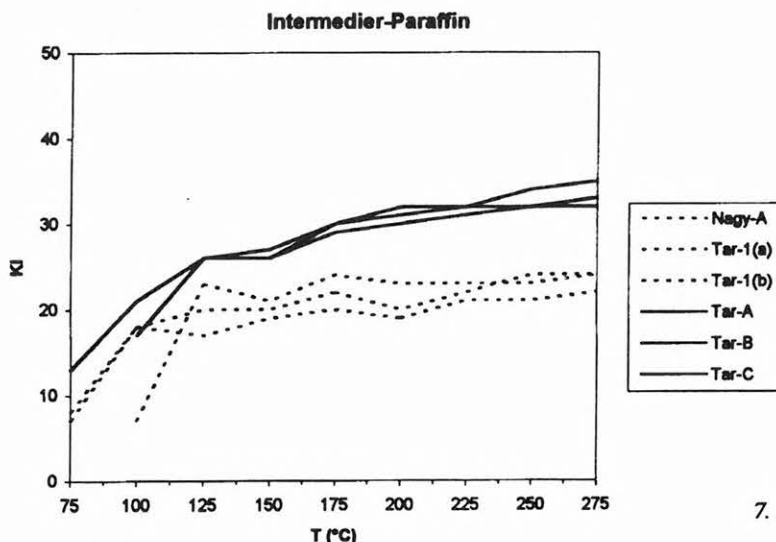
A genetikai analízis során a geokémikusok a desztillációs mérések adott hőmérsékletekhez tartozó paramétereiből alkották meg a korrelációs indexet (KI). Ezeket a korrelációs indexeket ábrázolták a hozzájuk tartozó hőmérséklet értékek függvényében. A laikus geofizikus számára sem okozott gondot az ábrák értelmezése. A genetikai elemzés egyértelműen eldöntötte: a problémás olajminta a Nagyatád-populáció része (7. ábra).

Az I. kulcsfrakció sűrűsége a szénhidrogén-fluidum típusán túlmenően annak jellegéről is informálta az inkvizítorokat. A differenciálódás ebből a nézőpontból is szembetűnő. Eszerint a Tarany típusú olajminta intermedier, míg a Nagyatád típusú kőolaj paraffin jellegű.

A lepárlási maradék súlyszázaléka a Tarany-populáció olaját a könnyű olajokhoz, a Nagyatád-populáció szénhidrogén-fluidumát a normál olajok közé sorolta.



6. ábra. Szénhidrogén-fluidum típusok



7. ábra. Genetikai korreláció

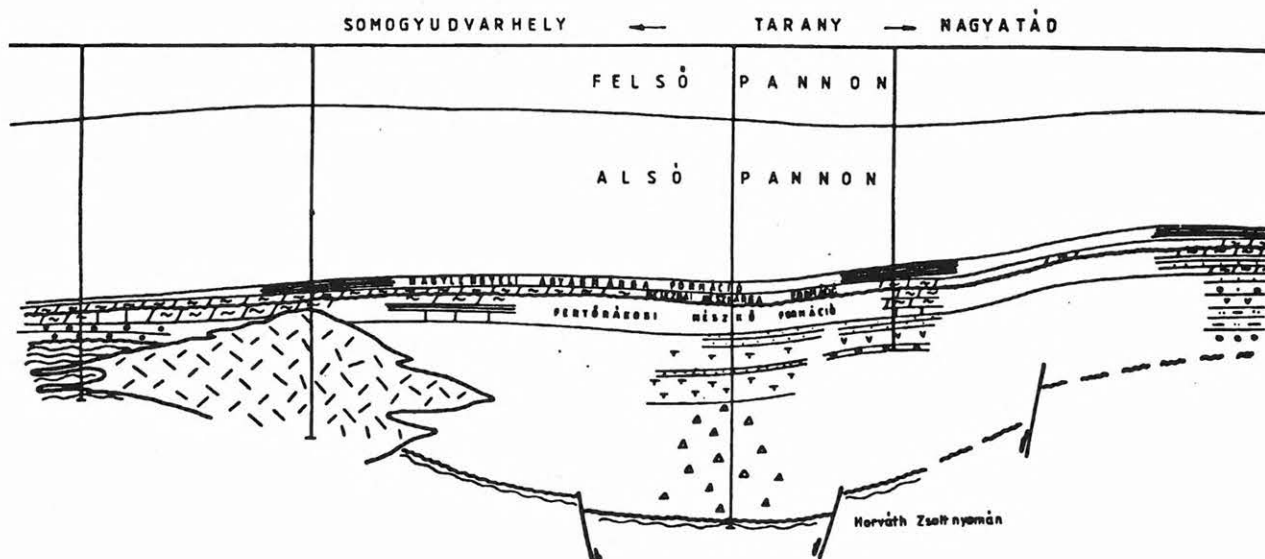
A jegyzőkönyv végén földtani szelvény ábrázolta a kutatási területen érvényes geológiai viszonyokat (8. ábra).

- Nagyatád: kiterjedt a törmelékes pelitüledékek képződése. A Fertőrákosi Mészke Formáció felső bádeni összletének márga, agyagmárga, mészmárga kifejlődésű kőzetei, melyeket a Nagyatád minta is reprezentál, potenciális anyakőzetek lehetnek. Az anyakőzet jellegű képződményeket nagyobb mélységekben lehetséges tárolóként követik a homokkő és konglomerátum rétegek.
- Tarany: a keletkezett pelitek magas karbonát-tartalmú üledékek. Potenciális anyakőzetként az alsópannon korú márga, mészmárga rétegek említhetők, melyek a Belezsnai Mészmárga Formáció tagjai. Az alattuk elhelyezkedő rétegsorban található a bádeni korú litho-

thamniomos mészkövek, már mint effektív tároló kőzetek. Tarany minta közülük való.

A tanulmányozott terület egy lehetséges migrációs szintje az alsópannon-miocén diszkordancia felület. Az eddigi vizsgálatok a taranyi előfordulás szénhidrogénjét in situ képződésnek feltételezik, amit a telep alacsony kihozatali tényezője is alátámaszt. Eszerint, ha szerepet játszott is a migráció a telep kialakításában, annak csak vertikális komponense lehet figyelemre méltó.

Az inkvizítorok missziója betöltötte hivatását. Íme, Kedves Olvasó, lábaink előtt a modell a potenciális anyakőzet és tároló képződményekkel, elkülönítve két kőolaj-genetikai populációt. A geofizikus szótlanul állt. Bár csak belekóstolhatott, mégis lenyűgözte a feltárulkozó, ismeretlen világ. És mi mindent nem láthatott! A rétegvizek sótartalmának, jód- és brómtartalmának analízise, mely elvezethet hidrodinamikai folyamatok, migrációs jelenségek felis-



8. ábra. A kutatási terület jellemző földtani szelvénye

meréséhez, a szénizotóp mérések, a biomarker-vegyület vizsgálatok! A csodák tárháza ez, mint minden tudomány. Érezte hősi, mily nagy kincsek birtokába jutott.

... és aznap este a fáradságtól kimerülten, de ismét a megelégedettség boldog érzésével hajtotta fejét nyugovóra.

HIVATKOZÁSOK

Geológiai Kézikönyv 1985. A Magyar Szénhidrogén-ipari Kutató—Fejlesztő Intézet kiadványa. Szedimentológia III. kötet 1992. Akadémiai Kiadó, Budapest

Györfi Ildikó

A magyar bauxitgeofizika története

I. Felszíni geofizikai mérések

A karsztbauxitok képezik az egyedüli olyan magyar nyersanyagkincset, amelyekből készleteink európai szinten is számottevőek. Ezek a karsztbauxit előfordulások azonban bonyolult településűek, gyakran kis kiterjedésűek, és minőségük is nagyon változó. A geofizikai kutatásnál problémát okozott az, hogy a jó minőségű bauxitmezők fedőösszlete geofizikailag inhomogén, gyakran fordul elő bennük olyan geofizikai árnyékoló réteg, amely a mélyebben fekvő bauxittest geofizikai kutatását megnehezítette. A kutatást az is gátolta, hogy a bauxit fekvését alkotó karsztközetek — a karsztosodás, a töredezettség és a mállás függvényében — geofizikai paramétereiket széles sávban változtatják. Végeredményben ezek a problémák inspirálták a kutatókat arra, hogy a magyarországi bauxitgeofizika új utakat keresve induljon fejlődésnek. Magyarországon jelenleg már rendelkezünk olyan geofizikai kutató módszerekkel, amelyek a bauxit kutatásánál beváltak.

A történelmi Magyarországon az erdélyi Bihar-hegységben ismerték fel az első bauxitleveleket 1903-ban. A trianoni békeszerződés után 1920-ban Gánton fedeztek fel bauxitot, majd 1926-ban indították azokat a nyírádi kutatásokat, amelyek során Izamajor, Deákpuszt és Nagytárkánypuszta közelében találtak bauxitot. A halimbai és nagygyházi bauxit lelőhelyeket 1941-ben VADÁSZ Elemér ismerte fel.

1954-től a Bauxitkutató Vállalat, a későbbi Magyar Alumíniumipari Tröszt végezte az ipari bauxitkutatást (BÁRDOSSY Gy., SZANTNER F. és munkatársai vezetésével). A bauxitprognosztikai kutatások terén a MÁFI-ban folyt jelentős tevékenység (HAAS J. és munkatársai révén).

Hazánk művelő bauxitlevei jelenleg döntően a Bakony, a Vértes és a Gerecse hegységekben, illetve azok előterében találhatók. Az ország hasznosítható bauxitvagyon 1990-ben a Föld összes bauxitvagyonának 1%-át sem érte el. A magyar bauxitvagyon világméreteken tehát nem számottevő, Magyarország számára viszont jelenleg is fontos. A magyar alumíniumipar részére az ezredfordulón túl is biztosítja az 1991-től csökkenő szintű termelést, annak ellenére, hogy a magyar bauxitvagyon jelentős része a karsztvízszint alatt van és jelenleg — tekintettel a

környezetvédelemre — kitermelésük nem megoldott.

A Bauxitkutató Vállalat (és jogelődjei) már korán, 1950-ben felismerték a geofizika szükségességét a bauxitkutatásnál. A feladat bonyolultsága miatt azonban a geofizika kezdetben ennek az igénynek nehezen tudott megfelelni. Kezdeti sikerek után ugyanis a nagy mennyiségű, rutin jellegű mérések eredményei nem váltották be a hozzájuk fűzött reményeket. Eltartott vagy másfél évtizedig, amíg a kutatók felismerték a magyar előfordulások sokfajta bauxitgeofizikai modelljét és kialakultak a kutatásukra legjobban megfelelő geofizikai módszerek. „Ezután váltak a felszíni geofizikai mérések a bauxitkutatás szerves részévé. Egyre újabb mérési módszerek bevezetésével egyre nagyobb mélységig terjesztették ki a bauxitfekü domborzatának, újabbban magának a bauxitos összletnek az előrejelzését. A geofizikai anomáliák földtani értelmezését és a fúrás telepítést a geofizikusok és a bauxitgelológusok közösen végezték.” [BÁRDOSSY et al. 1984].

A bauxitgeofizika magyarországi történetében több szakaszt kell elkülönítenünk, amelyek szorosan kapcsolódtak a kutatás céljához és a geofizika gyakorlati hatékonyságához. Az alábbi szakaszokról beszélhetünk:

- a kísérletek szakasza (1950—1965);
- a bauxitfekü mélységének a meghatározása (1966—1974), erre a célra a gravitációs mérések, a szeizmikus-refrakciós mérések és geoelektromos ellenállásmérések együttes alkalmazása bizonyult sikeresnek;
- a bauxittároló szerkezetek közvetett kutatása (1975—1981), ebben az időszakban az egyenáramú geoelektromos térképező módszerek hazai fejlesztésére és olyan elektromágneses térképező műszerek bauxitgeofizikai adaptációjára került sor, amelyeket Kanadában teleres ércek kutatására hoztak létre; (a feladat megoldásához tartozott a központi nagyszámítógépeken való feldolgozás);
- a bauxitlevek közvetlen geofizikai kutatása (1982—1988), ebben az időszakban elektromágneses frekvencia-szondázásokra, elektromágneses időtartománybeli (tranzien) szondázásokra, nagyfrekvenciás szeizmikus reflexiós mérésekre került sor; (a munka része volt

az elméleti geofizikai modellek tisztázása nagyszámítógépen, valamint a rutin jellegű mérések feldolgozása terepre vihető kisszámítógépeken);

- a felszínközeli bauxitlepek kutatásának összekapcsolása környezetvédelmi és karsztvíz vizsgálatokkal (1989-től); ebben az időszakban került sor a légi (helikopteres) geofizikai mérések széleskörű alkalmazására. A légi (és földi) mérések által jelzett, bauxitra perspektivikus anomáliákon a bauxit közvetlen kimutatására geofizikai penetrációt alkalmaztak.

A magyar bauxitgeofizika — történetének első szakaszában — a rendelkezésre álló műszerek és a geofizikai feldolgozás színvonala szempontjából az akkori nemzetközi élményektől messze el volt maradva. A második és harmadik szakaszban a hátrányt sikerült számottevően csökkenteni, de néhány műszernél és a számítógépes feldolgozás bevezetésénél érzékelhető volt a technikai elmaradottság. A negyedik és ötödik időszakban a magyar bauxitgeofizika a nemzetközi élvonalhoz tartozott [SZABADVÁRY 1987, FARKAS et al. 1989, ZHOU HEMING 1989, SZILÁGYI et al. 1991a, CSATHÓ et al. 1992].

1. A kísérletek szakasza (1950–1965)

Az ötvenes évek elejére Magyarországon a bauxitkibúvások túlnyomó többségét már megvizsgálták, ezért a fedőrétegekkel letakart bauxitlepek fúrásos kimutatása lett a fő feladat. A fúrások telepítéséhez azonban szükség volt geofizikai mérésekre.

Az első méréseket a Soproni Egyetem Geofizikai Tanszéke végezte 1950-ben. A MASZOBAL felkérésére a halimbai Malomvölgy térségében földmágneses módszerrel dolgoztak. A mérések sekély (maximum 20 m mélységű) telepeket jeleztek, a bauxitlepek feltehetően vaskéreggel rendelkeztek.

1951-ben a Bauxitkutató Expedíció geoelektromos csoportja Izamajor térségében végzett méréseket. Az 1953-ig folytatódó mérések (vertikális elektromos szondázások és ellenállás-szelvényezések) az alkalmazott műszerek és a módszertani hiányosságok miatt nem hozták meg a várt eredményt.

1954-ben kapcsolódott be a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) a bauxitkutatásba.

1954–1956-ban kísérleti jellegű szeizmikus refrakciós méréseket végeztek Nyirád és Halimba környékén a bauxitfeketét képező triász időszi dolomit felszínének meghatározására. E mérésekkel meghatározott, 50–150 m mélységben levő dolomitfelszín az ellenőrző fúrások igazolták.

Kréta, eocén és miocén mészkő fedő esetén [SZÉNÁS 1955] — a kis sebességkülönbség miatt — kevésbé biztos eredményeket kaptak. 1956-ban a darvástói külszíni fejtés közelében a 10–30 m mélységben levő dolomit felszínét kívánták meghatározni. Ez sikerült, a jelzett mélyedések helyén az ellenőrző fúrások azonban dolomitport harántoltak (a feltételezett bauxit helyett). Ez volt az első jelzés arra, hogy a refrakciós mérések a triász időszi dolomitport vagy dolomitörmeléket a fedőösszlethez sorolják. A szeizmikus határfelület ilyenkor az üde dolomit fel-

színét közelíti, vagyis a módszer ilyen esetben a bauxitfeketét a valóságosnál mélyebben adja.

A geoelektromos mérések bauxitföldtani alkalmazását az 1951–53. évi negatív tapasztalatok erősen visszavetették. Néhány kísérlettől eltekintve jelentősebb mérésekre nem került sor addig, amíg a kellő pontosságú, közvetlen leolvasású műszerek elérhetővé váltak [ÁDÁM et al. 1962] és bevezették a számítógép alkalmazását a vertikális elektromos szondázások értékelésénél [ZILAHY-SEBESS 1963]. Az ezt követő kutatások során beigazolódt, hogy a geoelektromos medencealjzat (szint) a harmadidőszaki fedőösszlet alatti triász időszi karbonátos aljzattal azonosítható, az ellenőrző fúrások szerint átlagosan 10% pontatlansággal. Amennyiben a triászra vastagabb eocén mészkő (oligocén hárshegyi homokkő, szarmata mészkő összlet) települ, a szint ezek felszínével azonosítható [JÓSA 1967].

2. A bauxitfeketé mélységének meghatározása (1965–1974)

A gravitációs módszernél a másodlagos anomáliák számításának széleskörű fejlesztése, a szeizmikus refrakciós észleléstechnika fejlődése és a geoelektromos ellenállásmérésnél a vetők laterális hatásának elemzése megteremtette az alapot a módszerek komplex alkalmazásához [HOFFER et al. 1973]. A bauxitföldtani ötlet a következő volt: ha a legjobb hazai bauxit-előfordulások a triász dolomit (mészkő) aljzat töbreiben találhatók és eocén mészkővel fedettek, akkor a geoelektromos ellenállásmérés az eocén mészkő felszínét, a refrakciós határfelület a bauxit (és alatta levő dolomit törmelék) alatt az üde dolomit felszínét követi. Ha a két módszer mélységmeghatározási pontatlansága ehhez elegendően kicsi, akkor a mélység eltérésből az eocén mészkő jelenlétére és a bauxittároló szerkezetek várható mélységére lehet következtetni. A gravitációs maradékanomália térképek a vetők csapásáról, elvetési magasságáról adnak jó képet. Erre támaszkodva a szeizmikus-geoelektromos közös szelvényvonalak a fővetőkre merőlegesen telepíthetők, a mellékvetőktől oldalirányban elegendő távolságra. 1970-ben a geofizikai mélységmeghatározás hibáját több területen ellenőrizték. E célból 66 fúrást telepítettek, ezekből 35 fúrás 0–5%, 16 fúrás 5–10% mélységtérést adott [LÁNYI et al. 1969, KAKAS et al. 1971, HOFFER et al. 1972]. Néhány fúrás bauxitot jelzett.

Ettől kezdve a geofizika a bauxit előkutatás szerves részét képezte. A munka során szoros együttműködés alakult ki az ELGI geofizikusai, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és a Bauxitkutató Vállalat között.

3. A bauxittároló szerkezetek közvetett kutatása (1975–1981)

A magyarországi bauxitlelőhelyek (telepek) geofizikai modelljei alapvetően két csoportra oszthatók:

- a telepes bauxit, amelynek kiterjedése kedvező esetben néhány száz hektár, telepvastagsága 5–20 méter között változik;
- a kis kiterjedésű bauxittest, amely preformált tektonikai árkot vagy karsztvíznyelőt tölt ki, kiterjedése hektár nagyságrendű, vastagsága

10—50 m (geofizikai előkészítéssel sikerült már a karsztvíznyelő „tölcsérére” olyan fúrást telepíteni, amely közel 100 m vastagságú, jó-minőségű bauxitot harántolt).

A telepes bauxitok kutatásánál a geofizika a bauxitréteg szerkezeti felépítésének meghatározásával, a bauxit kiékelődés várható helyének jelzésével tud hasznos adatokat szolgáltatni. A kis kiterjedésű, viszonylag nagyobb vastagságú bauxittestek előrejelzése bonyolultabb. Ekkor szükség van a különféle speciális bauxitgeofizikai módszerek felhasználására is. Teljesen más mérési és értelmezési módszerrel kell dolgozni azonos jellegű bauxitföldtani modelleknél, ha azok különböző, például 15 m vagy 150 m mélységben vannak.

A bauxitfekü Magyarországon általában triász időségi fődolomit, vagy dachsteini mészkő. Ritkább a bauxit előfordulása kréta időségi mészkővön. Mindhárom karszt-kőzet üde állapotban 1000—5000 Ω m ellenállású, határsebessége 3000—4500 m/s között váltakozik. Ugyanez a kőzet karsztosodott (részben agyaggal kitöltött) állapotban 50—100 Ω m ellenállásúvá is csökkenhet. Törésvonal menti zúzott zónában, morzsalékos-töredezett állapotban a dolomit határsebessége a bauxitban mérhetőnél kisebb értékre csökken. Különösen nagymértékű a határsebesség és az ellenállás csökkenése, ha a bauxittest preformált tektonikai árokban van, vagy a karsztüregek, víznnyelők egy előzetesen kialakult olyan törésvonal mentén képződtek, ahol a dolomit (mészkő) mélyebben is töredezt, és részben elagyagosodott. A törésvonalak mentén a karsztvíznyelők fűzérben helyezkednek el, gyakran kapcsolódnak egymáshoz. Az ilyen karsztvíznyelő rendszerben kialakult bauxittestek jelentős, művelhető készletet alkothatnak. Szeszélyesen változó alakzatukkal bonyolult geofizikai kutatási feladatot jelentenek.

A jóminőségű, ipari bauxit stabil ellenállással (80—120 Ω m) és 2000—2700 m/s hullámsebességgel jellemezhető kőzet. Ha a bauxittest utólagos erózió, szerkezeti mozgásoknak (és ennek folytán agyagosodásnak) van kitéve, akkor a minőségromlás az ellenállásértékben kismértékű csökkenést (40—80 Ω m) okoz. Ilyenkor a bauxit határsebessége szélszélyesen, de nem nagymértékben változik.

A feladat megoldására a geofizikusok a számos különféle geoelektromos térképezéssel kísérleteztek. Abból indultak ki, hogy hektár nagyságrendű területeket egyetlen elrendezéssel kell lemérni, tehát nagy kiterjedésű, nagy energiájú tereket kell gerjeszteni. Egyenáramnál az ilyen tér képes a nagy ellenállású fedő (pl. az eocén mészkő) alá hatolni a bauxitot preformáló tektonika és egyéb agyagosodott (málolt) törésvonalon keresztül. Az elektromágneses térképezéseknek ezen kívül még egy előnyük van: a nagy ellenállású fedőrétegeken keresztül — indukciós úton — magában a bauxittestben másodlagos teret lehet gerjeszteni. Ez a felszínen viszonylag kis amplitúdójú anomáliát hoz létre, amelynek kimutatására csak a 80-as évtizedben kifejlesztett nagy felbontású műszerek voltak alkalmasak.

Az egyenáramú fűrés-fűrés és fűrés-fűrés mérésekkel olyan felszíni térképezést végeznek, amelynél az egyik (vagy mindkét) gerjesztő elektródát a fűrésben a nagy ellenállású fedő réteg alá viszik, a bauxit szint mélységébe. A gerjesztett áramtér a viszonylag

jól vezető bauxittestben így szinte „összesűrűsödik” és kb. 5—10-szer nagyobb amplitúdójú anomáliát hoz létre a felszínen, mintha a felszínen lévő gerjesztő elektródokkal dolgoznának. A gerjesztő elektródok fűrésben való elhelyezése azonban lényegesen költségesebb (és helyhez kötött), ezért fenti két módszer csak a részletező bauxitkutatásnál érdemes alkalmazni: például ismert bauxitlencsék mellett, a fűrésok között esetleg megbúvó újabb bauxitlencsék felderítésére.

Külön említendő a very low frequency (VLF) módszer, amelynél a mérés helyétől távoli (több ezer km távolságban levő) rádióadók energiáját használják fel forrásként, azaz csak a mérőműszer dolgozik Magyarországon. A hazai átlagos bauxitföldtani modelleken a VLF módszerrel 20—30 m mélységig, a többi térképező módszerrel 100—200 m mélységig lehet kutatást végezni.

Időbeni sorrendben az alábbi térképező módszereket fejlesztették ki (vagy adaptálták külföldről):

- potenciáltérképezés (PM) [HOFFER et al. 1974, FARKAS et al. 1981],
- fűrés-fűrés közti „átvilágítás” (FFG) [SIMON et al. 1974],
- VLF mérések [KAKAS et al. 1975],
- többfrekvenciás elektromágneses térképezés (MFP — TURAM elrendezéssel) [KARDEVÁN, FARKAS 1979],
- fűrés-fűrés közti „átvilágítás” (BFG) [FARKAS et al. 1982],
- tranziens térképezések (TURAM elrendezéssel) [BALOG et al. 1986].

A fenti módszerek közül 2—3 módszerrel egymás után mértek fel egy-egy kijelölt területet. A módszereket a bauxitföldtani modell sajátosságainak megfelelően választották meg, az értelmezés együttesen történt. A 70-es években a Bakony, a Vértes és a Gerecse-hegységben a geofizika bauxitkutatásban való részvétele jelentősen megnőtt. Az akkor rendelkezésre álló módszereket a Bakonyban az Iharkút-németbányai területen és a bakonyoszlópi területen nagy volumenben alkalmazták [KAKAS et al. 1976, HOFFER et al. 1979]. Az iharkúti kutatásról a Magyar Alumíniumipari Tröszt megbízásából készült értékelés [BÁRDOSY et al. 1979]. E tanulmány szerint: „A földtani-geofizikai együttes kutatással új bauxitkutatási rendszer alakult ki. A kialakított eljárás meggyorsította a bauxit előfordulások megkutatását, lehetővé tette a fűréskapacitás hatékony kihasználását, biztosította, hogy a feltárt bauxittestek között művelhető bauxitlencse ne maradjon ismeretlenül. A bauxitra reménybeli 42 geofizikai anomália (a triász dolomitban feltételezett bemélyedő szerkezet) közül 14 tartalmazott művelhető bauxitot.” Iharkúton a geofizikai mérésekre a fűrés költségek 20%-át fordították. Egy másik adat a bauxitgeofizikai mérések volumenéről:

1981-ben a Dunántúli-középhegységben 74 km szeizmikus-geoelektromos komplex szelvényt mértek, 5000 gravitációs ponton, 14 000 VLF ponton, 7000 PM ponton mértek, továbbá 4000 MFP ponton végeztek Turam rendszerű elektromágneses méréseket. Ezenkívül 700 ponton frekvenciaszondázás is történt [REZESEY et al. 1982]. 1982-ben a geofizika figyelembevételével 158 fűrés mélyült, ebből 82 fű-

rás volt bauxitra produktív [SZABADVÁRY et al. 1983].

4. Bauxittelepek geofizikai jelzése (1982–1989)

A bauxittároló szerkezetek szeizmikus reflexiók kutatása már a 70-es évek elején elkezdődött és a feladat megoldhatónak mutatkozott. A hatszoros fedésű, nagyfrekvenciás reflexiók mérések a bauxittestet fedő eocén mészkő „sapkát” jelezték és úgy tűnt, hogy a bauxittelep szerkezeti felépítéséről is képet tudnak adni [HOFFER et al. 1974].

Hasonlóan jó eredménnyel jártak a későbbi vibroseiz technikával kivitelezett kísérletek [GOMBÁR et al. 1985].

Sajnos a bauxitkutatás anyagi lehetőségei és a szeizmikus reflexiók mérések költségei nem találkoztak. A szeizmikus reflexiók kutatás — eltérően a korábbi szeizmikus refrakciós kutatástól — nem tudott beépülni a magyar bauxitföldtani kutatásba.

Ezt a szerepet részben az induktív gerjesztésű elektromágneses szondázások vették át, ezen belül is az úgynevezett Maxi-Probe rendszer mutatkozott alkalmasnak bauxittelepek jelzésére. Az ismert bauxitlencséken végzett kísérletek szerint a frekvenciaszondázások 150–200 m mélységben, 60 m vastagságú eocén mészkő alatt 5–20 m vastagságú bauxittelep jelzésére voltak képesek [FARKAS et al. 1981]. Ilyen bauxitmodellek kutatásánál a frekvenciaszondázások vertikális felbontóképessége a szeizmikus reflexióét közelíti [SZABADVÁRY et al. 1984].

A tranziens módszerek közül a CIL (Central Induction Loop) szondázások bevezetésére azért nem került sor, mert nagy laterális felbontóképességétől azt várták, hogy a meredek dőlésű vetőket élesen leképezzi, a keskeny, de hosszú bauxittesteken pedig „nem ugrik át” [BALOG et al. 1986]. A 80-as évek végére beszűkülő bauxitföldtani kutatások miatt a tranziens módszerek széleskörű alkalmazására már nem került sor.

5. A felszínközeli bauxittelepek kutatásának összekapcsolása környezetvédelmi és karsztvíz vizsgálatokkal (1988–1992)

Ebben az időszakban került sor a légi (helikopter) mérések széleskörű alkalmazására, ennek során a totális mágneses teret, a totális radioaktív sugárzást, az urán-, a tórium-, a kálium-koncentrációt és (három frekvencián) az elektromágneses paramétereket egyidejűleg mérték. A geofizikai feldolgozást, az eredmények megjelenítését, az interaktív bauxitföldtani értelmezést és a képfeldolgozást számítógépes rendszeren végezték. A Vértes-hegységben végzett első mérések [1987] Szár falu közelében több olyan kisellenállású területre tudtak kimutatni, amelyek bauxitra perspektivikus kisellenállású (impedanciájú) anomáliákat jeleztek. Az ellenőrző fúrások jó minőségű bauxitot harántoltak. A környező nagy ellenállású (impedanciájú) területek ugyanakkor bauxitra meddőnek mutatkoztak [BALOG et al. 1990, CSATHÓ et al. 1990]. A később végzett mérések bauxitföldtani hatékonysága — ellenőrző fúrások hiányában — jelenleg még nem értékelhető. Átlagos bauxitföldtani modellnél — az alkalmazott

frekvenciákon — a kutatási mélység 50–80 m-re tehető [KAKAS et al. 1992].

Bauxitgeofizikai penetrációt az ELGI-ben kifejlesztett többféle mérőgeofizikai szondázó berendezéssel végeztek [FEJES et al. 1992]. A légi (vagy földi) elektromágneses térképezések reménybeli kis ellenállású (impedanciájú) anomáliákat jelezhetnek, amelyek bauxit előfordulást jelenthetnek. Mindegyik ilyen anomália fúrásos ellenőrzése költséges lenne. Ezért először mérőgeofizikai szondázásokat kell végezni, amelyekkel 20–40 m mélységig lehet lehatolni. A bauxitba ugyan csak néhány métert tud a hidraulikus sajtolás behatolni, de a természetes gamma aktivitás ugrásszerű növekedése (együtt a nyomásgörbék enyhébb kitérésével) jelzi a bauxitot. Magából a bauxitból szükség szerint kőzetminta is vehető.

IRODALOM

- SZÉNÁS Gy. 1955: Kísérleti jellegű szeizmikus refrakciós mérések bauxitkutatás érdekében a dolomit alaphegység felületének felderítésére (Nyírad környékén). Az ELGI 1954. évi működési jelentése; kézirat
- DOMBAI T. 1957: Bauxitkutatás a Dunántúli-középhegységben. Az ELGI 1956. évi működési jelentése; kézirat
- SZABADVÁRY L. 1962: Geoelektromos mérések az Északi-Bakonyban. Az ELGI 1961. évi működési jelentése; kézirat
- ADÁM A., ERKEL A., SZABADVÁRY L. 1962: Neue ungarische geoelektrische Instrumente. Geofizica pura e applicata - Milano, Bd. 82
- ZILAHY-SEBESS L. 1963: Ellenállásgörbék kiértékelése. A görbék számítógépes meghatározása, pontjainak kiszámítása végtelen sorok segítségével. Az ELGI 1962. évi működési jelentése
- ERKEL A., KIRÁLY E., SZABADVÁRY L. 1964: A GE-típusjelű geoelektromos ellenállásmérő műszercsalád. Geofizikai Közlemények XIII, 1
- SZABADVÁRY L., SZABÓ M. 1964: Geoelektromos bauxitkutató mérések a Bakony hegységben. Geofizikai Közlemények XIII, 4
- SZABADVÁRY L. 1966: A Vértes hegység peremén (Mány—Zsámbék környékén) végzett geoelektromos kutatás tapasztalatai. Földtani kutatás IX, 3
- JÓSA E. 1967: Geoelektromos ellenállásmérés a Bakony É-i peremvidékén (Réde, Csatka, Súr). Az ELGI 1966. évi jelentése
- JÁMBOR Á., LÁNYI J., NYITRAI T., SZABADVÁRY L., TRENSKA S.-né 1967: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben (a Bicskei-medencében). Az ELGI 1967. évi jelentése
- LÁNYI J., NYITRAI T., SZABADVÁRY L., SZABÓ M., SZALAI I. 1969: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben és peremvidékén. Az ELGI 1968. évi jelentése
- SZABADVÁRY L., VINCZE J. 1970: GE-50 típusú, alacsonyfrekvenciás geoelektromos ellenállásmérő berendezés. Geofizikai Közlemények XIX, 1–3
- OTTLIK P., SZABADVÁRY L. 1971: Geophysics in Bauxite Prospecting. Proceedings of the second International Symposium of ICSOBA, 2

- KAKAS K., LÁNYI J., SIMON A., SZABADVÁRY L., SZABÓ M., SZALAI I. 1970: Dunántúli-középhegység. Az ELGI 1969. évi jelentése
- NEMESI L., SIMON P., SZABADVÁRY L. 1971: Geoelektromos gépi értelmezés. Az ELGI 1970. évi jelentése
- KAKAS K., LÁNYI J., LISZT F.-né, RÁNER G., SIMON A., SZABADVÁRY L. 1971: Komplex geofizikai kutatások a Dunántúli Középhegységben. Az ELGI 1970. évi jelentése
- HOFFER E., KAKAS K., NYITRAI T., RÁNER G., SZABADVÁRY L. 1972: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. Az ELGI 1971. évi jelentése
- HOFFER E., NYITRAI T., RÁNER G., SZABADVÁRY L., SZ. PINTÉR A. 1973: A komplex geofizikai mérések módszertani kérdései a Vértes hegység előterében. Magyar Geofizika XIV, 5-6
- HOFFER E., MAJKUTH T., NYITRAI T., RÁNER G., REZESSY G., SZABADVÁRY L., TÓTH Cs. 1974: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. Az ELGI 1973. évi jelentése
- DANKHÁZI GY., MAKAI M., SIMON A., SIMON P., SZABADVÁRY L., SZÉLES G., TÖRÖK GY., VARGA G. 1974: Geoelektromos műszer- és módszerkutatás. Az ELGI 1973. évi jelentése
- HOFFER E., NYITRAI T., RÁNER G., REZESSY G., SZABADVÁRY L., SZALAI I., TÓTH Cs. 1975: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. Az ELGI 1974. évi jelentése
- DANKHÁZI GY., KAKAS K., MAKAI M., SIMON A., SIMON P., SZABADVÁRY L., SZÉLES G., KELEMEN A., VARGA G. 1975: Geoelektromos műszer- és módszerfejlesztés. Az ELGI 1974. évi jelentése
- KAKAS K., NYITRAI T., REZESSY G., SIMON A., SZABADVÁRY L. 1976: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. Az ELGI 1975. évi jelentése
- BÁRDOSY Gy., SZANTNER F., SZABADVÁRY L. 1979: A felszíni bauxitgeofizikai mérések hatékonyságának értékelése. Magyar Alumíniumipari Tröszt, kézirat
- HOFFER E., KAKAS K., MAJKUTH T., PINTÉR A., RÁNER G., REZESSY G., SZABADVÁRY L., TÓTH Cs. 1979: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Az ELGI 1978. évi jelentése
- BOJÁR G., CSÖRGEI J., ERKEL A., FARKAS I., GOSZTONYI L., KARDEVÁN P., KASZÁS F., KELEMEN A., REZESSY G., SIMON P., SZÉLES G., VERÓ L. 1979: Geoelektromos módszer- és módszerkutatások. Az ELGI 1978. évi jelentése
- ALBU I., HOFFER E., KAKAS K., MAJKUTH T., RÁNER G., REZESSY G., SZABADVÁRY L., TÓTH Cs. 1981: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Az ELGI 1980. évi jelentése
- FARKAS I., KARDEVÁN P., REZESSY G., SZABADVÁRY L. 1981: Induktív gerjesztésű multifrekvenciás elektromágneses módszerfejlesztés. Az ELGI 1980. évi jelentése
- KAKAS K. 1981: Egyenáramú potenciáltérképezés (PM mérések). Az ELGI 1980. évi jelentése
- SZABADVÁRY L., KAKAS K., TÓTH Cs. 1982: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Bauxitkutatás. Az ELGI 1981. évi jelentése
- FARKAS I., GYURKÓ P., KAKAS K., KARDEVÁN P., REZESSY G., SIMON A. 1982: Példák az elektromágneses módszer alkalmazására. Fúróluk-elektrodás felszíni mérések. Az ELGI 1981. évi jelentése
- SZABADVÁRY L. 1982: Geofizikai módszerek alkalmazása a bauxitkutatásban; 5. fejezet: Geofizikai mérések felhasználási lehetőségei a bányatervezésnél. NIMDOK, Budapest
- SZABADVÁRY L. 1982: A bauxitkutatás geofizikai módszerei. A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya 1982. évi közgyűléséhez kapcsolódó tudományos ülés kiadványa
- SZABADVÁRY L., FARKAS I., LÉVAI T., REZESSY G. 1983: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Bauxitkutatás. Az ELGI 1982. évi jelentése
- HORNUNG P., KELEMEN Z., TÓTH Cs., SZABADVÁRY L., ERKEL A., SIMON P. 1983: Számítógép alkalmazása a földtani-geofizikai kutatásban (KIR). Az új típusú DIAPIR műszerek. Az ELGI 1982. évi jelentése
- SZABADVÁRY L., CSATHÓ B., FARKAS I., MÉSZÁROS I., SZÖRÉNYI Z., BODRI GY., KAKAS K. 1984: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Bauxitprognosztika. Az ELGI 1983. évi jelentése
- BÁRDOSY Gy. et al. 1984: Bauxitkutatás és bauxitföldtan. A Magyar Alumínium 50 éve. Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- DASKALAKIS K., REZESSY G., SZABADVÁRY L. 1984/85: Experimental electromagnetic bauxite prospecting: geophysical measurements in the Helicon Mountains, Greece: Travaux, ICSOBA, 14-15
- FARKAS I., KAKAS K., SZABADVÁRY L., SZANTNER F., SZÖRÉNYI Z. 1984/85: The use of multi-frequency electromagnetic measurements in bauxite prospecting in Hungary. Travaux ICSOBA, 14-15
- KAKAS K., REZESSY G., SZABADVÁRY L., FARKAS I., GOMBÁR L., PÁPA A., SZÖRÉNYI Z., TÓTH Á. 1984: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Bauxitkutatás. Az ELGI 1984. évi jelentése
- GOMBÁR L., GYÖRGY L., TÁBORSZKY GY. 1985: Nagyfrekvenciás vibroseis módszertani mérések. Az ELGI 1984. évi jelentése
- BALOG GY., KAKAS K., PRÁCSER E., SÖRÉS L., ÚJ-SZÁSZI J. 1986: A tranziens módszer hazai bevezetése, fejlesztése és alkalmazása. Az ELGI 1985. évi jelentése
- SZABADVÁRY L. 1987: Bauxite Exploration in Hungary. Geophysics, 52, 8, August, Tulsa, Oklahoma
- REZESSY G., SZABADVÁRY L., FARKAS I., VÉRTESY L., KISS J., TÓTH Cs., ANTALNÉ BODROGI M., SZILASI GY. 1989: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben. Bauxit előkutatás. Az ELGI 1987. évi jelentése
- FARKAS I., FEJES, I., KAKAS K., NYERGES L., SZANTNER F., SZABADVÁRY L. 1989: Possible application of geophysics in bauxite exploration. VI. International Congress of ICSOBA, São Paulo — Pocos de Caldas 1988; Travaux, 19
- ZHOU HEMING, YI YONGSEN, SZABADVÁRY L., KIRÁLY E., SIMON A. 1989: The tentative application

- of borehole electromagnetic wave method ... (Chinése). Geophysical and Geochemical Exploration 14, 6, Beijing
- BALOGH GY., CSATHÓ B., PRÁCSEER E., SÖRÉS L. 1989: Tranziens elektromágneses fizikai modellezés terepi műszerrel. Rádióhullám átvilágító mérések a bauxitkutatásban. Az ELGI 1987. évi jelentése
- FARKAS I., CSATHÓ B., SZILÁGYI I., MAROS GY., KISS J., KNAUER J., TÓTH CS., ANTALNÉ BODROGI M. 1990: Bauxitkutatás. Bauxit előkutatás. Felderítő és részletes fázisú bauxitgeofizikai kutatás. Az ELGI 1988-89. évi jelentése
- BALOGH GY., CSATHÓ B., GYÖRGY T., SCHÖNVISZKY L., PRÁCSEER E., SZILÁSI GY., TÓTH CS. 1990: Légi-geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban. Az ELGI 1988-89. évi jelentése
- SEIBER W. et al. 1990: Die Anwendung aeroelektromagnetischer Messungen bei der Erkundung von Bauxitlagerstätten. 50. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Leoben, Österreich
- CSATHÓ B. et al. 1990: Application of airborne geophysical measurements for bauxite prospecting in sedimentary environment. 52nd EAEG Annual Meeting, Copenhagen, Denmark
- SZILÁGYI I. et al. 1991a: Airborne geophysics and bauxite prospecting in Hungary. 25 years Anniversary Meeting, Nancy, France
- SZILÁGYI I. et al. 1991b: New results of airborne measurements for bauxite prospecting in Hungary. Third Mining Symposium, Isfahan, Iran
- GULYÁS Á. et al. 1991: Interpretation of airborne geophysical measurements in sedimentary environment by image processing. 53rd EAEG Annual Meeting, Florence, Italy
- KRUPPA A. et al. 1991: Airborne geophysical measurements in the Transdanubian Central Range Hungary. 16th IUGG Annual Meeting, Vienna, Austria
- KAKAS K., KISS J., MAGYAR B., SZILÁGYI I., SZÖRÉNYI Z., CSATHÓ B., TÓTH CS., ANTALNÉ BODROGI M., GULYÁS Á. 1992: Bauxitkutatás. Az ELGI 1990. évi jelentése
- CSATHÓ B. et al. 1992: Remote sensing methods in airborne geophysics in Hungary. XVII. ISPRS Congress, Washington, USA
- FEJES I., GYENGE L., STICKEL J. 1992: A mérnök-geofizikai szondázó berendezés fejlesztése. Az ELGI 1990. évi jelentése

Szabadváry László

II. Bauxitkutató fúrások mélyfúrési geofizikai (karotázs) méréseinek rövid története

Bauxitkutató fúrásban 1961-ben végeztek először kísérleti geofizikai szelvényezést. A H-654 halimbai fúrásban — amely 2 m vastag bauxitot harántolt — PS, fajlagos ellenállás és természetes gamma szelvényeket vettek fel. A bauxitot a fölötté levő kréta kőszéntől nem tudták elkülöníteni.

1962-ben az ELGI több kísérleti szelvényezést, köztük már gamma-gamma mérés is végzett, de a fajlagos ellenállás szelvények nem voltak alkalmazsak az agyag-bauxit elkülönítésére.

1963-ban a MÉV halimbai (H-877) és az ELGI nyirádi (Ni-529) neutron aktivációs kísérleti méréssorozatával egyértelművé vált, hogy a bauxit a neutron aktivációs szelvény alapján jól elkülöníthető. Az ellenállás szelvények felvételi paraméterei is jobbakk voltak a bauxit valódi ellenállásának jó megközelítésére.

Ennek ellenére 1969-ig csak évi néhány bauxitkutató fúrás karotázs szelvényezésére került sor.

A bauxitkutató fúrások karotázs szelvényezése (a felszíni mérésekhez hasonlóan) 1970-től kezdett rendszeressé válni. Nagyobb volumenű alkalmazását addig részben a geológusi és geofizikusi oldalról egyaránt megnyilvánuló szemlélet, részben a technikai-kivitelezési és értelmezési oldal korlátai gátolták. 1973-tól a szelvényezési volumen gyors fejlődésnek indult, a több szelvényezési módszer egyidejű alkalmazása, az értelmezési gyakorlat [EGERSZEGI 1973] és a mérési anyagnak a földtani kutatásba való bekapcsolása révén. A méréseket az ELGI, a MÉV és az OFKFKV mélyfúrési geofizikai részlegei végezték. Az előrelépést nagyban segítette a 9/1973. sz. NIM—KFH utasítás, amely a kutató fúrások bizonyos körére kötelezően előírta a karotázs szelvényezést. Finomodott a bauxitminősítési célú mérések [MORVAI, NYERGES 1976] módszertana is.

A karotázs szelvényezések végzése a fúrások technikai kivitelezésével szoros kapcsolatban van. Szükséges volt a karotázs információ közvetlen, gyors (napi) áramlása a kutatófúrás irányítók részére. Ezért a Bauxitkutató Vállalat mélyfúrési geofizikai részleget szervezett. 1977-től a bauxitkutató fúrások geofizikai szelvényezését és a karotázs értelmezési feladatokat a Bauxitkutató Vállalat látta el. A szükséges módszertani és mérőeszköz fejlesztését, valamint a műszerutánpótlást az ELGI látta el.

A mérési és értelmezési gyakorlat fejlődésével bővült a geofizikai szelvényezésekből nyert információk felhasználási köre. A bauxitösszetétel tagolásán túl pl. vízföldtani célú feldolgozásokra is sor került [NYERGES, HORVÁTH 1978].

A bauxit Al_2O_3 tartalmának „in situ” meghatározására a neutron aktivációs méréseket fejlesztették ki [BALOGH, HORVÁTH 1983, BALOGH 1988]. A bauxitkutatás gyakorlatában rendszeresen többirányúan hasznosították a karotázs szelvényezés információit [BALOGH, NYERGES 1985]. Mindezek eredményeképpen az 1980-as években évi 250—300 fúrásban (30—50 ezer folyóméteren) végeztek karotázs szelvényezést.

1990 végén a Bauxitkutató Vállalat geofizikai és geodéziai részlegeiből (a Bakonyi Bauxitbánya, a Miskolci Egyetem Geofizikai Tanszékének több oktatójával és az ELGI Veszprémi Csoportja egyes szakembereivel kiegészülve) önálló kft. alakult, amelynek (TERRATEST, Geofizikai, Geodéziai, Mérnöki Kft.) többségi tulajdonosa a Bauxitkutató Vállalat lett.

A bauxitkutatásra fordított pénzügyi keretek a következőképpen alakultak:

1991-ben: felszíni geofizikai mérésre 2,5 MFt a TERRATEST Kft.-n keresztül, kb. ugyanannyi közvetlenül az ELGI megbízásaként (kb. 1/3-a az előző éveknek), karotázsmérésekre 4,9 MFt (ez kb. 1/3-a az előző

évekének),
bányageofizikai mérések 0,4 MFt került felhasználásra;

1992-ben: a bauxitgeofizikai kutatás közel nullára csökkent. A Bauxitkutató Vállalatból alakult GEOPROSPECT Kft. felszíni mérésekre mintegy 0,2 MFt-ot, karotázsmérésekre 0,1 MFt-ot fordított;

1993-tól: a karotázs és bányageofizikai mérések gyakorlatilag megszűntek, a már kizárólag sekély mélységű bauxitkutató fúrások telepítését segítő felszíni geofizikai kutatásra 0,3 MFt jutott.

A minimális keret ellenére is történt módszertani fejlesztés. TAKÁCS Ernő professzor Szóc-Szárhegy területén igen kedvezőtlen topográfiai és földtani modell mellett eredményes rádiófrekvenciás méréseket végzett.

A jelenlegi és a néhány éven belül várható helyzet: egyedül a felszíni sekélykutatási bauxitgeofizikának van némi, de igen kis „élettere” a bauxitkutatást végző önálló cég (Bauxitkutató Vállalat majd, GEOPROSPECT Kft.) 1995. évi megszűnése után.

IRODALOM

- EGERSZEGI P. 1973: A bauxit szilícium, vas és karbonát tartalmának hatása a karotázsmérések alapját képező fizikai paraméterekre. Magyar Geofizika 14, 1
- MORVAI L., NYERGES L. 1976: Recent results of bauxite qualification with geophysical measurements in prospecting boreholes. (Travaux 1976, 13, Zagreb)
- NYERGES L., HORVÁTH J. 1978: A bauxitfekü mélyfúrási geofizikai szelvényeinek elemzése vízföldtani szempontból. BKL Bányászat, 111, 2
- BALOGH I., HORVÁTH J. 1983: Quantitative determination AlO_3 content in bauxite-prospecting boreholes by means of neutron-activation logging. Geophysical Transactions 29, 2
- BALOGH I., NYERGES L. 1985: Reccut results and ways of improvements of well logging methods in bauxite exploration. Travaux, 14–15, 1984/1985, Zagreb
- BALOGH I. 1988: Computer simulation of Cf neutron fields in bauxite well logging. Geophysical Transactions 33, 3–4

Nyerges Lajos

III. A bauxitbányászatban végzett geofizikai tevékenység rövid története

E helyütt csak a bányászati műveléshez, illetve a művelés tervezéséhez közvetlenül kapcsolódó geofizikai tevékenységről szólunk. A bauxitbányászat sajátosságai, a jelentkező igények, illetve feladatok sokrétűsége és változása miatt — a geofizikai módszerek és lehetőségek széles skálája ellenére — napjainkig nem alakult ki a felszíni és mélyfúrási szakterületekhez hasonló üzemszerű bányabeli geofizikai tevékenység, de e területen is jelentős eredmények születtek.

1970 elején a Bauxitkutató Vállalatnál bányageofizikai csoport kezdett működni. A feladatok sokrétűek voltak: a kőszenes közvetlen fekvő felmelegedésének figyelése (e tárgyban 1970–73 között rendszeres mérési tevékenység is folyt), a vágat alatti bauxitfekü domborzatának megismerése [KAKAS et al. 1975] a feküben haladó feltáró vágatok fölötti ércfekü megismerése [ERDELYI et al. 1984]. A jelzeten túl biztonsági, ércminőségi, vízföldtani, tektonikai, külfejtéses fekümorfológiai problémák megoldására évente történtek különböző vizsgálatok, a NME Geofizikai Tanszék, az ELGI, illetve a MÉV szakemberei részéről, de ezek főleg módszerfejlesztési-kísérleti stádiumban maradtak.

Több esetben sor került egyes módszerek megalapozásához az érc (és változatai) fizikai paramétereinek vizsgálatára [EGERSZEGI, SZABÓ 1974, TAKÁCS et al. 1983], de a megkezdett kutatások itt sem zárultak le. 1993-tól a bányageofizikai mérések gyakorlatilag megszűntek.

IRODALOM

- EGERSZEGI P., SZABÓ J. 1974: Magyarországi bauxitok fizikai paramétereinek meghatározása bányabeli karotázsmérésekből és az eredményekből levonható következtetések. Magyar Geofizika, XV, 1–2
- KAKAS K., NYERGES L., SZABÓ J. 1975: A bányavágatok alatti bauxitfekü kutatása geoelektromos mérésekkel. BKL Bányászat, 108, 8
- TAKÁCS E., NYERGES L., PETHŐ G. 1983: Adatok hazai bauxitok mágneses sajátosságairól. Magyar Geofizika XXIV, 4
- ERDELYI T., GÉRESI Gy., NYERGES L., SZABÓ J. 1984: Resistivity profiling in mine galleries and its application to production-planning in the Halimba III bauxite mine. Geophysical Transactions 30, 3
- SIMON A. 1990: Bányabeli geoelektromos gradiensszelvényezés kifejlesztése. Az ELGI 1988–89. évi jelentése

Nyerges Lajos

* * *

„A magyar bauxitgeofizika története” című cikket 1993-ban írtuk meg. 1995. évi megjelenésekor szükséges egy rövid epilógus, hogy mi is történt azóta. Sajnos a magyar bauxitgeofizikai kutatás gyakorlatilag megszűnt. Ennek oka az, hogy a magyar bauxitbányászat és a hozzá kapcsolódó hazai timföldgyártás olyan mértékben csökkent, hogy emiatt jelenleg nem igényelnek bauxitgeofizikai mérést.

A bauxitgeofizikai módszer- és műszerfejlesztés eredményei azonban maradandónak bizonyultak, a környezetvédelem és vízvéddelem terén sikerrel alkalmazzák őket. A néhány 10 m mélységig hatékony geoelektromos térképezések (vízszint és ellenállás szelvényezések) és vertikális geoelektromos szondázások, a sokféle elektromágneses térképezés, a nagyfrekvenciás szondázások és különösképpen a penetrációs szondázások (mérnökgeofizikai szondázások) széleskörűen elterjedtek a környezetvédelmi

és a vízvédelmi vizsgálatoknál. Olyannyira, hogy 1994-ben az ELGI környezetvédelmi stb. profilja jelentősebb volt, mint a bauxitgeofizikai profil a fénykorában (1985: 40 millió Ft).

Ezenkívül, 1993–94-ben a Német Szövetségi Köztársaságban az ELGI több környezetvédelmi ge-

ofizikai pályázatot nyert el. Időközben az ELGI létszámát ötödére csökkentették, de a volt bauxitgeofizikai (ma környezetgeofizikai) szakemberei megmaradtak, illetve tevékenységükre szerződéses (Kft.) alapon — ha szükséges — támaszkodni lehet.

Szabadváry László

ÁLLÁSLEHETŐSÉG FIATAL SZAKEMBEREKNEK

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI, 1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23., telefon: 252-4999) az olyan frissen vagy néhány éve végzett szakemberek számára, akik szívesen dolgoznának az obszervatóriumi munkákat is magukban foglaló általános geofizikai kutatások, illetve az esetenként terepi munkával is járó alkalmazott geofizikai kutatások terén,

álláslehetőséget kínál.

Az alkalmazás feltétele szakirányú — geofizikusi, geofizikus mérnöki, geológusi, fizikusi, matematika-fizika szakos tanári stb. — diploma. Előnyt jelent doktori képzésben történt részvétel, idegen nyelvből, illetve nyelvekből szerzett állami nyelvvizsga és a diplomát kiadó egyetem, illetve tanszék jó véleménye.

Az Intézet költségvetési szerv, alkalmazottai közalkalmazottak, így kutatói kereseti lehetőségeit a közalkalmazotti bértáblázat határozza meg.

Az érdeklődők keressék JÁNVÁRI Jánost, a Kutatásszervezési Főosztály vezetőjét (184-2113), HEGYMEGI Lászlót, a Földfizikai és Obszervatóriumi Főosztály vezetőjét (184-3302), és/vagy TÖRÖS Endrét, a Geofizikai Kutatási Főosztály megbízott vezetőjét (183-6533).

HÍREK, BESZÁMOLÓK

TANFOLYAM

A houstoni New World Horizon geofizikai szakmai továbbképző cég 1996. május 27-31. között *Reservoir Seismic methods* címmel, június 24-28. között pedig *Natural Gas Reservoir Engineering* címmel egyhetes, angol nyelvű tanfolyamot szervez Budapesten. Az első előadó dr. Robert E. SHERIFF, a téma nemzetközi szaktekintélye, az *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, a *Reservoir Geo-*

physics és sok más szakkönyv, szakeikk szerzője, társszerzője és szerkesztője.

Jelentkezni, részletesebb tematikát kérni a New World Horizon-nál az (1-713)773-9620 faxon vagy BELLÉR Évánál (Magyar Geofizikusok Egyesülete, tel./fax: (1)201-9815) lehet.

Késmárky István

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA X. (FÖLDTUDOMÁNYOK) OSZTÁLYA GEOFIZIKAI TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁGÁNAK ÜLÉSE

Az MTA X. Osztálya Geofizikai Tudományos Bizottsága 1995. október 3-án az ELGI könyvtárban tartott ülésének előzménye az volt, hogy a március elsejei ülésen (erről a Magyar Geofizika 36. évfolyamának első számában, a 93. oldalon olvasható beszámoló) egy konkrét kérdéssel kapcsolatban megfogalmazódott az igény a Magyar Bányászati Hivatal (MBH) tevékenységének megismerésére. Ezért kérte fel a Bizottság egy beszámolóra ESZTÓ Pétert, az MBH elnökét, aki a felkérést elfogadta.

Az ülést TAKÁCS Ernő elnök nyitotta meg, üdvözölte a vendégeket, ESZTÓ Pétert és FARKAS Istvánt, az MGSZ főigazgatóját. Az ülésről csak MESKÓ Attila és STEGENA Lajos kérte kimentését.

ESZTÓ Péter azzal kezdte beszámolóját, hogy nem jogi és hatásköri feladatokról kíván beszélni, hanem történeti áttekintést szeretne adni, párhuzamok megvonásával.

Az MBH 1993-ban jött létre, de a magyar bányászat ezer éves múltra tekinthet vissza. Az MBH állami státusza: az egységes bányászati szakigazgatás országos hatáskörű szerve, a kormány irányítása alatt működik. Jogszabályok állapítják meg feladatait és hatáskörét, amelyek két nagy csoportba oszthatók. Az egyik az állam tulajdonosi funkciójával kapcsolatos, a másik pedig az állami közhatalommal. Ez a kettősség a bányászati szakigazgatás egész történetén végighúzódik, mert a szakigazgatási szerveknek egyrészt a valós folyamatokhoz kell illeszkedniük, másrészt az ezen folyamatok által érintett közérdek védelmével is kell foglalkozniuk.

Már az Árpád-kori bányajogban megjelentek mindkettőnek a csirái. A bányászat joga a felségjogok egyike volt (ius regium), a tulajdonosi hatalom igazgatási feladatai voltak kizárólagosak. A kincstár javára lehetett a Magyarország területén bárki ingatlanán vagy alatta elhelyezkedő ásványi nyersanyagokat (só, arany, ezüst) felkutatni, kitermelni. Már ek-

kor elkülönült a felszíni ingatlan tulajdonjoga az alatta elhelyezkedő ásványi nyersanyag tulajdonjától. Ez a helyzet a mai napig is fennáll, sokszor ütközésben áll egymással a kettő.

A legfontosabb igazgatási feladat a király adományozásaiban nyilvánult meg, privilégium gyanánt adományozta az uralkodó a bányászati jogot. Az Árpád-háziak korában a hét felső-magyarországi bányaváros, majd az alsó-magyarországi bányavárosok, végül az erdélyi bányavárosok kapták meg a szabad királyi bányaváros címet.

Igazgatási szempontból a tulajdonosi igazgatás volt az egyetlen és meghatározó. Később felismerték a bányászattal érintett és sértett érdekeket, ekkor kezdett kialakulni a közhatalmi igazgatási vonal. Az igazgatás egyetlen célja az állami pénzverdek fejlesztése, arany- és ezüstércel való ellátása volt. Az 1300-as évek végén Selmezbányán alakult ki a klasszikus bányahatóság magja, a bányamesteri intézmény. Ez a szabad királyi városok tanácsától kapta megbízását és széles igazgatási feladatokat gyakorolt. A kincstár fiskális érdekében járt el, emiatt örködött a bányabiztonság felett is, hogy ne legyen szerencsétlenség miatti kiesés a termelésben.

A másik bányaintézmény a bányajáradék (urbura) volt. A kincstár a tulajdonos jogán a kitermelt vágyon 1/7-ed, majd 1/10-ed része illette meg. Nem igazán járadék jellegű volt ez — és ma sem az —, mert nem függ a természeti körülményektől, a kitermelés hatékonyságától, a felszíni infrastruktúrától sem, tehát nem olyan, mint a földjáradék.

A bányamester ellenőrizte a termelést. Másik feladata az urbura beszedése, ellenőrzése volt. Technikusai módszerekkel határozták meg a kitermelt vágyon nagyságát. Ez a kincstár közvetlen érdeke volt és nem különült el a központi, kincstári igazgatástól. A főkamagróf gyakorolta a központi bányászati

szakigazgatás irányítását és feladatait is. Erdélyben ez a funkció a bányabíróságok kezében volt.

A korai magyar bányajog a Miksa-féle bányarendtartásig állt fenn, azaz 1573-ig. Élt a szabad királyi bányavárosokban a bányamesteri intézmény, a rendészeti feladatokkal és a főkamaragróf megbízásából a kincstári bevételek feletti örököséssel foglalkozott.

Miksa után gyengült a központi irányítás, az ország általános igazgatásában is. Egyre inkább ütközött a bányászati ius regium és a földbirtokosi érdekek rendszer. Emiatt a Miksa-féle bányatörvényt 150 évig nem fogadta el a magyar országgyűlés, később is csak az ország azon részeiben, ahol gyengébb volt a földbirtokosi vonal. A bányászati szakigazgatás rendészeti feladattá degradálódott. A bányamesterektől megvonták a bányászati bíraskodást, ez összeolvadt az általános bírósági ítélkezéssel. Nem a város tanács választotta a bányamestereket, hanem az udvar nevezte ki őket.

Mária Terézia és II. József alatt a szakigazgatásban ismét megjelentek a bányászati hivatalok, ezeknek már feladata volt az ásványi nyersanyagokkal való törődés, szaktanácsadási, illetve utasítási joguk is volt, ezzel a termelés hatékonyságát tudták befolyásolni a bányavállalkozásoknál.

Az osztrák általános bányatörvénnyel (1854) ért véget a Miksa-féle törvény érvényessége. A központi szakigazgatás szerkezete ebből a korból már jól ismert, sok az írásos emlék. Létrehozta a bányakapitányságokat, a történeti Magyarország területén négy volt. Ezeknek a szakigazgatás mellett már munkásvédelmi feladatai is voltak, például a sztrájkjog kérdése. A bányakapitányságokhoz kirendeltségek vagy bányarendészetek csatlakoztak (Miskolc, Pécs, Ig-ló). Egy-egy kapitányságon 6–8 mérnök és jogász dolgozott, állami hivatalnokok voltak. Felvételnél kötelező előírás volt a 10 éves bányauzemi gyakorlat. Ezt a szakmai és igazgatási színvonalat kellene újra elérni, ez sok munkát igényel még.

Az osztrák általános bányatörvény szerinti jog- és intézményrendszer 1945-ig határozta meg a magyar bányászati viszonyokat, bár egyesek szerint ennek a korszaknak 1961-ben lett vége. Ez nyilván nem lehet igaz, hiszen 1946 és 1961 között egészen más szempontok voltak irányadók, így nem lehetett az osztrák bányatörvény hatásáról beszélni.

Az államosításkor a tulajdonosi és közhatalmi jogosítványok jelentős részben megszűntek, csak a rendészeti és közvetlen felügyeleti feladatok maradtak meg. A szervezetépítés filozófiája az volt, hogy ahol működött állami bánya, ott a felügyeletet gyakorló ipari miniszter bányarendészetet hozott létre.

A bányászati irányítás felügyeletét ellátó kormányzati szervek a történelem során igen változatosak voltak. A közvetlen kincstári irányításból pénzügyminisztériumi lett, a kiegyezés utáni időszakban erről vannak feljegyzések. Ezután a földművelésügyi minisztériumhoz tartozott. Érdekes, hogy az 1860-as évek és 1911 között a szénjog vitája folyt, ez maradt meg legtovább az ingatlan tulajdonosi jogok között. Az 1920-as években ismét pénzügyminisztériumi irányítás következett, majd az ipari szakigazgatás alá került a bányászat.

1954-től kezdődően megszűnnek a bányarendészetek, a bányászat szakigazgatásának közvetlen kormányirányítása valósult meg. 1956-ban fogal-

mázták meg azokat az igazgatási feladat és hatásköröket, amelyek az állami bányászati tevékenységhez illeszkedtek, a közvetlen felügyeleti rendszerrel együtt. Az 1960. évi III. törvénnyel indul a szocialista magyar bányajog, az állam kizárólagos jogosultsága lett a bányászat és az állami bányavállalatok kizárólagos rendszere jött létre. A bányarendészeti feladatok közhatalmi jogosultságokkal bővültek (építéshatósági jogosultság, biztonsági és biztonságtechnikai engedélyezés, munkavédelmi, tűzvédelmi jogosítvány). Például a bánya föld alatti része nem az állami tűzoltóság hatáskörébe tartozott.

Az 1980-as évektől már feszültség jelentkezett a szakigazgatásban, nem volt megfelelő a törvény. A bányaszabadság kezdeti kibontakozása és az állam deklarált bányászati joga között volt éles eltérés. A bányahatóság ismét a rendészeti, műszaki biztonsági feladatok ellátására kezdett szűkülni. Ha a nagy hagyományú szakigazgatási szervezet el akarta kerülni egy általános egységes munkabiztonsági szervezetbe vagy biztonságtechnikai felügyeletbe való beolvadást, akkor nyitnia kellett az állam tulajdonosi jogaihoz tapadó feladatok felé, például az ásványvagyon gazdálkodás, a bányajáradék gazdálkodás és az adományszerzés, azaz a koncessziós jog felé.

A szakigazgatási szervezetet jelenleg három tevékenység jellemzi. Az 1993. évi XLVIII. törvényben megfogalmazott tulajdonosi feladatokat segítő szakigazgatási munka (ásványvagyon és bányajáradék gazdálkodás, koncesszió) az első. Bár az MBH a kormány irányítása alatt működő önálló, országos hatáskörű szerv, e feladataiban az ipari és kereskedelmi miniszter személyéhez kötődik. A koncesszióról szóló általános törvény egy irgalmatlan nagy csacsiság volt, a világon sehol sincs általános törvény, csak ágazatiak, az ágazati sajátosságoknak megfelelő szabályozással. Nálunk a szerencsejáték, az autópálya építés szemszögéből összeállított javaslatokat húzták rá a bányászati koncesszióra. Ez sok problémát okoz a gyakorlati jogalkalmazás során. Az ágazati minisztérium gyakorolja az állam tulajdonosi jogait a koncessziók vonatkozásában.

Ez a bányászati szakigazgatás egyik része. Ezekben a feladatokban az MBH támaszkodik az MGSZ-re, illetve intézményeire, szakmai tudásukra. Nem mint szakhatóságra, a tudományt nem szükséges szakhatósággként működtetni. A tudományt meg kell fizetni, a tudományt el kell tartani és adni a központi költségvetésből annyi pénzeszközt, amellyel tisztességesen lehet bővíteni ezeket a tudományos ismereteket. Ezekben a feladatokban nem csak a jogszabály által deklarált szinten van együttműködés, hanem sokkal mélyebb együttműködés alakult ki.

A másik funkció is megmaradt, a közhatalmi. Ezt a bányászati tevékenység által érintett és sértett társadalmi érdek védelme igényli. Ilyen a földtulajdon jog vagy egyre inkább az emberi környezet és természet védelme.

Megmaradt harmadikként a klasszikus bányabiztonsági feladat is, bár jelentősen szűkült. Ugyanis nem igaz, hogy a bányavállalkozónak nem érdeke a biztonságos bányászkozás, hiszen a baleset termelés kieséssel jár és ez a vállalkozót károsítja.

A szervezet a harmas feladatcsoportnak megfelelően épült ki 1993 után. 1984 óta sorban megszűntek az állami bányák miatt létesített területi bányaműsza-

ki felügyelőségek. Négy bányakapitányság alakult, Miskolcon, Szolnokon, Pécsen és Veszprémben. A budapesti és tatabányai bányakapitányság megszüntetése eretnecségek bizonyult. A Komárom megyei erős állami szénbányász lobbija hatása érezhető ma is. Budapesten viszont még bányász sincs. Ugyanakkor egyedül a budapesti kapitányság a gázelosztást is felügyelte. Ez nem tartozik igazán a bányászathoz. Az 1994. évi gáztörvény ugyanúgy rossz, mint az 1969-es volt, a mélyművelésű szénbányászat jellegzetes jogintézményeit erőltette mindkettő a gázvezetékekre is, ilyen például a bányaszolgalmi jog félreértett tartalmú alkalmazása.

Az 1993-as bányatörvény előnye, hogy van és érvényesíti a bányaszabadság elvét. Ugyanakkor hibái is vannak, gyűlik az anyag a korrigáláshoz. Leggyengébb része a tulajdonosi igazgatással kapcsolatos rész. Ez természetes, a fiatal demokrácia következménye. A kompromisszumkészség miatt sok a módosítás a szakmai körökben kimunkált tervezetekhez képest. Ez történt a bányatörvénnyel is.

Az MBH napi tevékenységéből most a legfontosabb, hogy az 1930-as évek vége óta először került aláírásra szénhidrogén kutatási és bányászati koncesszió, két éves előkészület után. Hátráltatta a koncessziós szerződés megkötését, hogy egyrészt TELEKI Pál időszakában, az 1991-es általános koncessziós törvény alapján az Ipari és Kereskedelmi Minisztérium — a KFH vezetésének jóváhagyásával — koncessziós pályázatot hirdetett. Az akkori hirdetés szerint 1994-ben az ország egész területére koncessziós pályázatot fognak kibocsátani. A bányatörvény megközelítési módja más, az állam által kiválogatott konkrét területeket hirdet meg és nem az egész ország területét, kivéve az OKGT, illetve a MOL Rt. által művelési vagy kutatási joggal lefedett területeket. Ez azért okozott problémát, mert a hatásvizsgálatokat az egész ország területére, nem ismerve a vállalkozói területkijelölési szándékokat, lehetetlen volt elvégezni. Nemcsak környezeti, hanem gazdasági hatásvizsgálatra is kötelezve lett volna az MBH. Az államnak nyilván joga van eldönteni, hogy a birtokában lévő területet milyen módon akarja hasznosítani, koncessziós alapon vagy saját többségi tulajdonában lévő szervezetével, állami pénzeszközökkel kutatja meg, majd állítja termelésbe.

A másik problémacsoport a környezetvédelmi szakigazgatás túlzó törekvése volt, amely nem konkrét normatívákhoz kötődött. A szakmaszeretet és a kompromisszumkészség döntötte el, hogy egy területen milyen tevékenységet támogatnak és milyen nem. Nem lehet az az érdek, hogy minden feltétel nélkül bányászati jogot kapjon akár külföldi, akár belföldi vállalkozó, de egyetlen ország sem mondhat le nyersanyag-potenciáljáról sem.

Az MBH és területi szervei szakmai és szervezeti összetétele a tapasztalatok alapján állandóan finomodik. 1945 után első ízben megjelentek a földtudományok képviselői a bányászati szakképzettségük mellett a Hivatalban és a kapitányságokon is.

Változatlanul helyesnek tűnik az az álláspont, hogy értelmetlen a teljes bányászatot koncesszióba vinni, nemcsak gazdasági okok miatt. Az építőipari nyersanyagok esetében a koncessziós bányászatkodásnak előre látható árfelhajtó szerepe volt.

Szükség van a szervezet további korrekciójára is, a valós folyamatok által támasztott követelmények figyelembevételével.

Ezzel ért véget a mintegy 50 perces beszámoló és következtek a kérdések.

POSGAY Károly azt kérdezte, hogy a jelenlegi szabályozás megfelel-e majd a jövőben is az európai gyakorlatnak, egyáltalán van-e „európai gyakorlat”?

ESZTÓ Péter válasza szerint a jövőt illetően a bányásztársadalmat jellemző pesszimizmus és önsajnálkozás nem teljesen megalapozott. A bányászat Ausztriában, Franciaországban és Németországban is mélyponton van, gazdasági erejük révén azonban jobban tudják kezelni a kérdést. Van bányatámogatási törvény, központi pénzeszközöket vonnak be. Nálunk viszont semmiféle dotáció sincsen.

A magyar bányatörvény korszerű. A magyar bányajog gyökere a germán bányajog volt. A fluidum bányászatban Európában is kezd megjelenni az amerikai bányajog, Norvégiában például a fluidum bányászatban teljesen az amerikai példát követik, különösen a sekélytengeri fúrásokkal kapcsolatban. De minden országnak megvannak a sajátosságai. Nálunk az 1854. évi osztrák bányajog volt a meghatározó. Egységes bányajog valószínűleg nem is lesz Európában. Vannak azonban közös vonások:

- a kutatás és termelés szabad vállalkozás tárgya,
- a kutató tulajdonává válik az általa szerzett földtani adat,
- a bányászati jog átruházható, azaz nem kell megvárni, míg egy vállalkozó tönkremegy,
- mindenhol van koncesszió, bár máshogy nevezik (bérlet, leasing).

Az, hogy nálunk koncesszió lett, az Teleki-hatás. Nem érthető, hogy a bányászat miért kizárólagos állami monopól tevékenység, mikor az államnak nem kellene a bányavállalatok. Csak a MOL Rt. többségi tulajdonához ragaszkodott az állam, a többi bányához nem.

A bányatörvény tehát korszerű, keverednek benne az európai és amerikai elvek, sok benne az ellentmondás és a hiba is, túlszabályoz vagy egyáltalán nem szabályoz. Például az ásványvagyongazdálkodás túlszabályozott, erre három központi szerv is jogosult, az MBH, az MGSZ és a KTM (1988-ban jelent meg ez utóbbi statútumában, MARÓTI László miniszteri időszakában). A cél az volt, hogy ahol a KFH ásványvagyont jelzett, ott a KTM ne tegye lehetetlenné a hozzáférést (nemzeti park, beépítés). Jelenleg tisztázatlan, hogyan vehetne részt ez a tárca az ásványvagyongazdálkodás védelmében.

ÁDÁM Oszkár az MBH-ban dolgozó geológusok száma iránt érdeklődött. Jelenleg kilenc geológus dolgozik a bányakapitányságokon, az Ásványvagyongazdálkodási (négy) és Bányabiztonsági (egy) Főosztályon. Ezek jórészt a KFH-n, a MÁFI-ban és az ELGI-ben dolgoztak. Az MBH most hirdetett meg két geológus-mérnöki állást.

ÁDÁM Oszkár további kérdése az elmúlt 20-25 év eredményeinek hasznosítására vonatkozott. ESZTÓ Péter elmondta, hogy ezt részben a KFH-től átvett szakemberek biztosítják. ÁDÁM Oszkár szerint nemcsak az információ hasznosítása, hanem a kincstári munka folytatása is fontos lenne, de erre a költség-

vetés nem ad pénzt. Mit tud tenni az MBH a lehetőség megteremtése érdekében?

ESZTÓ Péter válaszában kitért arra, hogy az MBH elnöke felett az ipari és kereskedelmi miniszter gyakorolja a munkáltatói jogot, de a feladat és hatáskör független a minisztertől.

Törvényi szinten biztosított, hogy az állami pénzen szerzett földtani adatok és ismeretek állami tulajdonban vannak. A hasznosítás két módon történhet:

- földtani adatsomag készül közösen az MGSZ-szel egy megkutatott ásványi nyersanyag előfordulásáról, a koncesszió meghirdetése céljából. Kevés csábító nyersanyaga van az országnak a belföldi és külföldi tőke számára. Hátráltatja ezt a tevékenységet az is, hogy a bányatörvény túllőtt a célon, az aranya, ezüstre, fémekre, fluidumokra vonatkoztatott bányajáradékot mindenre kiterjesztette. Ez riasztó a bányavállalkozó számára. Eddig volt négy fluidum koncesszió, a nemesfém koncesszió a zempléni tájvédelmi körzet és a honvédségi területek miatt szinte lehetetlen. Összesen eddig mintegy 30-35 területre jelentkeztek, de a felszíni homok, kavics és építőipari nyersanyag nem lehet üzlet a köznek, ennek tendereztetése komolytalan;
- a másik lehetőség az, hogy a nagy kockázattal járó kutatás állami feladat, nem lehet vállalkozásként csináltatni. De a jelenlegi gazdasági helyzetben szinte megvalósíthatatlan, erre a költségvetés nem fog lehetőséget biztosítani.

Ugyanakkor olyan dolgok is történtek, például a MÉV esetében, amely ellen az MBH tiltakozott, nem értett egyet a döntésekkel. Az MBH sokat azonban nem tud tenni, hiszen a döntés meghozatalába nem vonták be.

FARKAS István ehhez hozzátette, hogy nemcsak szakmai körökben kell az eredményeket ismertetni, hanem a döntéshozókkal is. Erre példa lehet a Földtani Tanács, amely megtárgyalhatja az éves kutatási terveket és reagálhat is azokra. Ebbe a Tanácsba hat miniszter delegál küldöttet. A forma tehát megvan, az információ áramlás lehetséges, de a jelenlegi államháztartási rendszer nem preferálja a pénz átadását más tárcának. A szűkös keretek miatt minden minisztérium elsősorban saját intézményeiről kénytelen gondoskodni.

Az ásványvagyon gazdálkodással kapcsolatban pedig meg kell említeni, hogy az MGSZ biztosítja az egységes ásványvagyon nyilvántartást és ez feltétlenül előnyös.

HORVÁTH Ferenc lényegében megismételte az előző ülésen feltett kérdését. Az Akadémiai Bizottság számára fontos azt tudni, hogy az MBH hogyan tudja segíteni vagy akadályozni a tudományos kutatást. Például a koncesszió vagy a törvény milyen akadályt jelent, lehet-e koncessziós területen kutatást végezni, hozzáférhető-e az ottani korábbi adatok? ESZTÓ Péter szerint az MBH álláspontja az, hogy a személyiségi jogokhoz fűződő adatokon kívül az adatok tudományos célra való felhasználása közérdek. Tisztázni kell a szolgálati titokra vonatkozó rendelet alapján, hogy a koncessziós terület vagy bányaterület adatai hogyan adhatók át kizárólag tu-

dományos célra. Ha ilyen védelem van, akkor az adat korlátlanul kiadható. Ez azonban emberi tisztességet is igényel, hiszen előfordult az, hogy hazai adatok kerültek külföldi vállalkozók kezébe, a felelősök esküje ellenére. A válasz azért nem volt egyértelműbb, mert a kérdés rendezése most áll befejezés előtt. A Hivatal szemlélete nem az, hogy gátoljon, de az információ átadásának szabályozottnak kell lennie, különben támadási felületet jelenthet.

ESZTÓ Péter zárszava az volt, hogy felajánlotta, ha a földtani kutatással foglalkozó kollégáknak tudományos célra olyan adatra vagy segítségre van szüksége, amit az MBH tud nyújtani, keressék meg közvetlenül őt.

A további napirendi pontokról szóló beszámoló már kevésbé lesz részletes. A Tudományos Bizottság az ELGI-ben — a Bizottság véleménye szerint nagyon jól — megrendezett OTKA poszter bemutatóhoz kapcsolódva ezután a geofizikai OTKA tevékenységet értékelte. Az OTKA segítségével jelentős volt, de az eredmények csak a szakmán belül váltak ismertté. A poszter bemutatón sem képviseltette magát az OTKA-adminisztráció, csak a szakma. Jó lenne a bemutatott anyagokat a Magyar Geofizika egy különszámában közölni (17 poszter, poszterenként négy oldal, ábrákkal együtt). Ez fontos lenne több szempontból is, de máshol is hírt kellene adni erről az eseményről. 19 új OTKA-pályázat van, ezek bírálatához is segítséget adhat az eddigi eredmények ismerete. ÁDÁM Antal helyett MESKÓ Attila lesz a szakkollégium tagja, a zsűriben MÁRTON Péter és TAKÁCS Ernő fog részt venni, ezenkívül többen lesznek bírálók is. Az ELGI-ből az eddigieknél kevesebb pályázat érkezett. Az OTKA jövője bizonytalan, csökken a keret vagy össze is vonják más alapokkal. Ezzel a kutatói autonómia sérülhet, jobban érvényesülhetnek viszont a központi elvárások.

Az akadémiai tudományos bizottságok elnökei szakmai helyzetkép összeállítására kaptak megbízást, amely majd a kormány elé fog kerülni. Az anyagot az év végére kell elkészíteni. A X. Osztály hét pontot javasol figyelembe venni, amelyek a szakmai tevékenység egészét felölelik. Az egyes intézmények ezekről a pontokról megírják saját véleményüket, de a geofizikáról szóló végső beszámoló nem lehet hosszabb 2-3 oldalnál. A Tudományos Bizottság egy decemberi ülésén fogja megtárgyalni a helyzetképet.

A Tudományos Bizottság az alábbi határozatokat hozta:

- SZARKA László és VERŐ László írjon beszámolót az OTKA poszterkiállításról;
- ÁDÁM Antal és TAKÁCS Ernő írásban kérje fel a poszterek szerzőit a Magyar Geofizikába szánt cikkek megírására;
- HORVÁTH Ferenc írjon bevezetőt a Magyar Geofizika OTKA különszáma elé;
- a Tudományos Bizottság egy határozatban fogalmazza meg álláspontját az OTKA jövőjével kapcsolatban;
- a kormány elé kerülő helyzetkép megtárgyalására a Tudományos Bizottság december közepén tartja következő ülését.

Verő László

AZ SEG 65. KONFERENCIÁJA ÉS KIÁLLÍTÁSA
SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS
INTERNATIONAL EXPOSITION & SIXTY-FIFTH ANNUAL MEETING
Houston, Texas — October 8-13, 1995



szen jó beszámolót közölt a Magyar Geofizika 1992. évi 1. száma (52. old.), ezért ennek leírásától itt most hadd tekintsek el. 1991 óta ugyanis ott semmi sem változott, azaz pontosabban minden megváltozott, csak a lényeg nem és az akkori leírás még ma is teljesen hiteles.

Egyébként ha a címet vizsgálgatva valakinek feltűnne, hogy a kiállítás és a konferencia sorrendje az elmúlt évekhez képest megcserélődött, az ne gyanakodjon, ez nem tévedés. A „business” ott (is!) mindennél fontosabb és a „business”-t a kiállítás inkább szolgálja, mint a geofizikai szaktudás évenkénti tűzijátéka. Az SEG a kiállítókból él és Texas őszinte.

A rendezvényt a szokásos forgatókönyv szerint október 8-án, vasárnap délután 6-kor a kiállítási területen rendezett „Icebreaker” fogadással nyitották meg, ehhez kapcsolódott a kiállítás hivatalos megnyitása is és itt fogadta az SEG elnöke a résztvevőket személyesen egy baráti kézfogás és néhány udvarias mondat erejéig.

A kongresszus maga másnap október 9-én, hétfőn délelőtt az Elnökségi Üléssel („Presidential Session — Honors & Awards”) nyílt meg. Ezen ismét csak a szokásos rítus szerint először Fred HILTERMAN, mint a rendezőség vezetője üdvözölte a rendezvény résztvevőit és bemutatta a helyi Rendezőbizottságot, majd elhangzott a házigazda szerepét játszó houstoni SEG Section vezetőjének, Cheryl STEVENS-nek az üdvözlőbeszéde. Ezt követték a testvér egyesületek, az EAEG (Gian Piero ANGELERI), az AAPG (Kevin BIDDLE) és az SPE (Roy H. KOERNER) köszöntői. Méltatták és emléklapokkal ajándékozták meg az SEG James ROBERTSON (ARCO) által vezetett, itt lelépő 1994—95-ös „Executive Committee”-jét és beiktatták a megválasztott új vezetőséget, amelynek elnöke Gordon M. GREVE (ARCO) lett.

Az üdvözlések és a vezetőségváltás után átadták az SEG 1995. évi tiszteleti tagságait és kitüntetéseit.

A megnyitót a távozó elnök, Jamie ROBERTSON remek és szép köszöntője, valamint „Special Event Speech” címszóval Thomas GUDERJANNnak a helyhez és alkalomhoz nem teljesen illő monológja zárta. (Guderjan a texasi „Isaszegi csata”, vagyis a san-antonioi Alamo területén végzett geofizikai mérésekkel támogatott régészeti feltárásokról beszélt.)

1995-ben a Society of Exploration Geophysicists szokásos évi kiállításának és kongresszusának színhelye ismét a texasi olajfőváros, Houston és ezen belül a jó öreg „George R. Brown” kongresszusi központ volt. A helyszínről az 1991-es SEG Meeting ürügyén egészen jó beszámolót közölt a Magyar Geofizika 1992. évi 1. száma (52. old.), ezért ennek leírásától itt most hadd tekintsek el. 1991 óta ugyanis ott semmi sem változott, azaz pontosabban minden megváltozott, csak a lényeg nem és az akkori leírás még ma is teljesen hiteles.

A hétfő délután kezdődő szakmai program hat-nyolc párhuzamos előadói szekcióban és az épület több szintjén szétszórót poszter szekciókban folyt. A poszterek száma az SEG rendezvényeken is évről évre növekszik, és bár még mindig elmaradt a glasgow-i poszter kavalkádétól, az idén már igazán tekintélyesnek volt mondható. A technikai program előadásainak és poszttereinek téma szerinti megoszlása a következőképpen alakult:

Általános témák

A legfrisebb fejlemények és az út előttünk	8
Mezőn belüli geofizika (feltárás és termelés)	8
Számítási eljárások	
Munkaállomások alkalmazásai	8
Parallel Computing és migráció	8
Szekvencia sztratifráfia	8
Geofizikai módszerek általában	18
Válogatott előadások az AAPG 1993-as kongresszusáról	22
Válogatott előadások Szentpétervárról és Rio de Janeiróból	8
Gravitáció és földmágnesség	8
Geoelektrika	
Elektromágneses módszerek	
Alkalmazások	8
Szeizmika	
Adatgyűjtés	17
3-D mérések tervezése	8
Esettanulmányok	8
Feldolgozás	12
Jelfeldolgozás	16
Többszörösök	8
DMO	8
Statikus korrekció / Sebességek	8
Migráció	
Terjedési sebesség és módszertan	7
Alkalmazások	8
Értelmes sebességek	7
Matematikai módszerek	8
Inverzió	16
A tomográfia alkalmazásai	8
Szeizmikus jellemzők és sebességek, optimalizáció	8
Terjedési sebesség és tároló leírás	8
Szeizmikus modellezés	14
Sugárút követés és tomografikus modellezés	8
Hullámegyenletes modellezés	8
A szeizmikus modellezés litológiai következményei	8

Szeizmikus litológia		Sekélygeofizika (Near surface geophysics)	
AVO	7	Általános alkalmazások	8
Kőzetfizika	11	Sekélyszeizmikus alkalmazások	8
Szeizmikus sebességek és kőzetjellemzők	8		
Szeizmikus anizotrópia és kőzetjellemzők	7	Az elmondott és bemutatott előadások száma jóval meghaladta a 400-at.	
Értelmezés és esettanulmányok	15	A technikai program teljes anyagának „expanded abstract”-ját kiadták egy vaskos kötetben, illetve CD-n, az utóbbit mindenki, aki a kötetet megvette, megkapta ráadásként (érdeklődő tagtársaink mindkettőt megtalálhatják az ELGI Könyvtárában).	
Repedezettség és anizotrópia	8	A program szerves részét képezték még a „workshop”-ok, valamint a „szakmai ebédek és fogadások”, ezek az étkezéssel összekötött előadások, amelyeket szabad vita követett. Workshopokat a következő címekkel rendeztek:	
Értelmező feldolgozási eljárások	8	— Betekintve a Földbe,	
Szeizmikus attribútumok értelmezése	7	— Szeizmikus adatgyűjtés az óceán fenekén,	
Esettanulmányok (Distinguished lectures)	8	— Nemzetközi Kőolaj Workshop,	
Az anizotrópia hatása az értelmezésre	8	— Sebességbecslés a 3-D leképezéshez,	
Mélyfúrási geofizika			
Szeizmika	19		
Cross-hole mérések	8		
VSP	7		
Egyéb	8		



Tony AMANTE, NÉMETH Géza és Jack VEASAW a kiállításon



A CompuSeis kiállítói standja (NÉMETH Mari, Ivan SIMS, NÉMETH Géza)



Az "International Petroleum Showcase", a MOL kiállítói fülkéje

- Az erőforrás ipari kutatás és technológia menedzselése: az út előttünk,
- A földtudományok és az Internet,
- A feldolgozási és modellépítési eljárások bemutatása egy valódi komplex szerkezeten,
- 1995. SEG D&P Forum: együttműködő projektek a rezervoár menedzsment javítására,
- 3-D kiértékelés: túl a munkaállomásokon,
- AVO inverzió: alkalmazása a kockázat csökkentésére,
- Gravitáció és földmágnesség: nagyfelbontású alkalmazások.

A szakmai ebédek és fogadások témái a következők voltak:

- Gravitáció és földmágnesség,
- Bányászat és geotermika,
- Mezőfejlesztés és termelés,
- Sekélygeofizika.

A kiállításon, amely a szakmai programokkal párhuzamosan zajlott, közel 350 geofizikai, számítástechnikai vagy egyéb, a geofizikai kutatásokban érdekelt cég képviseltette magát, de rajtuk kívül külön kiállító fülkéje volt az SEG-nek és az EAGE-nek, az SEG kiadóhivatalának („SEG BOOKMART”), és az úgynevezett „Consortium Showcase” keretében 8 amerikai, 1 angol, 1 kanadai és 1 holland egyetemnek vagy projektnek. A kiállításon belül ezenkívül több elkülönített csoport is volt:

- A „New Exhibitor Showcase” az SEG kiállításon először jelentkező kiállítók csoportja volt kb. 60 kiállítóval,
- az „International Petroleum Showcase” a kisebb, főleg volt szocialista és harmadik világbeli olajtársaságok egy csoportját fogta össze,

- a „Near Surface Geophysics Showcase” a sekélygeofizikában tevékenykedő cégek csoportja fogása volt.

A rendezvénynek voltak magyar szereplői is. Az „International Petroleum Showcase”-ben volt egy MOL kiállító fülke is, az egész kiállítás egyetlen „hazai-magyar” képviselője. A magyar olajiparon kívül azonban szép számmal lehetett látni a már idegen színekben játszó kollégákat, mint például a University of Utah színeiben NÉMETH Tamást, vagy az AMOCO színeiben TÁLAS Sándort. Sikeres szerepelt régi kollégánk, NÉMETH Géza és cége, a CompuSeis. Az előadók között is volt több magyar, mind az ELGI-ből a nagyvilágba szétszóródott volt kollégáim. Már nem először tapasztalom, hogy kevés helyen van az ember olyan lelkes és barátságos magyar társaságban, kevés helyen adják úgy kézről kézbe, mint éppen SEG Meeting-eken. Némileg keserű szájjal állapítottam meg, hogy bizony a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kiváló iskola volt, mindenhová jutott a tanítványaiból a hazai ipar legfelső vezető köreitől kezdve a tengerentúli olajtársaságokig, csak éppen magában az Intézetben nem túl sok maradt meg belőlük. (Ez a valódi Magyar Igazság és Élet Útja: csatlakozás Európához, netán Amerikához — egyenként!)

Összefoglalva: a rendezvényről ismét elmondható, hogy mind színvonalában mind méreteiben megfelelt az SEG Meeting-ek legjobb hagyományainak, és az amerikai olajipar központjában, a Houstonban rendezett SEG rendezvények egyelőre túlszárnyalhatatlanok. Az utolsó bejelentett adat 10 613 regisztrált résztvevőt jelzett.

Bodoky Tamás

